IV-15768

Maria Rădoane
Nicolae Rădoane

GEOMORFOLOGIE APLICATĂ

USV
Editura Universităţii Suceava

BCU MIHAI EMINESCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
IV-15.768

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ilustrație copertă: Cursul rectificat al brațului Sf. Gheorghe
Foto: dr. ing. C. Lefter

GEOMORFOLOGIE APLICATĂ

Maria Rădoane
Nicolae Rădoane

662087
B.C.U. IASI

Editura Universităţii Suceava

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României

RĂDOANE, MARIA

Geomorfologia aplicată/ Maria Rădoane, Nicolae Rădoane – Suceava: Editura Univeritătii din Suceava, 2007

Bibliogr.

ISBN 978-973-666-261-4

I.Rădoane, Nicolae

551.4

Copyright©Editura Universitătii Suceava
Lucrarea, inclusiv părțile sale, sunt protejate prin Legea dreptului de autor.
Orice folosire a datelor este permisă numai cu acordul editurii.

Lucrarea a apărut cu sprijinul financiar al proiectelor de cercetare nr. 609/2005, 754/2006, 756/2006 şi grant 705/2006.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dedicăm această carte Profesorului Ioniță Ichim, de la care am învățat aproape tot ce știm în geomorfologie și am aplicat în practică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuprins

CAPITOLUL 1
Introducere

1.1. Definiție 1
1.2. Afirmarea geomorfologiei aplicate 4
1.3. Obiectivele geomorfologiei aplicate 7
1.3.1. Identificarea 7
1.3.2. Descrierea 8
1.3.3. Explicarea 9
1.3.4. Postdicția 12
1.3.5. Predicția 13
1.4. Câmpul de implicare în context social - economic 14

CAPITOLUL 2
Hazardele naturale şi geomorfologia aplicată

2.1. Definiții. Terminologie. Aspecte generale. 19
2.2. Dezastrele naturale 21
2.3. Hazardele naturale şi geomorfologia 24
2.3.1. Eroziunea solului ca hazard geomorfologic 25
2.3.2. Mişcările în masă ca hazard geomorfologic 29
2.3.3. Procese de țărm ca hazard geomorfologic 32
2.3.4. Procese fluviale ca hazarde geomorfologice 32

CAPITOLUL 3
Analiza hazardului alunecărilor

3.1. Asupra obiectivității aprecierii hazardului 35
3.2. Surse de informații pentru cunoaşterea generală a regiunii de studiu al hazardului 37
3.3. Colectarea datelor 38
3.4. Fişele de inventariere şi băncile de date 39
3.5. Metode de analiză 43
3.5.1. Cartografiere directă 43
3.5.1.1. *Hărțile de inventariere* 43
3.5.1.2. *Hărțile geomorfologice* 50
3.5.1.3. *Hărți ale construcțiilor liniare* 55
3.5.2. Cartografiere indirectă 57
3.5.2.1. *Distribuția alunecărilor de teren cu ajutorul* 58

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

izoliniilor de hazard
3.5.2.2. *Hărţi de susceptibilitate a alunecărilor* 60
3.5.2.3. *Hărţile de susceptibilitate a alunecărilor desenate cu ajutorul calculatorului electronic* 63

CAPITOLUL 4
Cercetări de geomorfologie aplicată pentru îmbunătăţiri funciare, irigaţii şi desecări
4.1. Definiţii. Clasificarea lucrărilor de îmbunătăţiri funciare 67
4.2. Controlul eroziunii versanţilor şi al stabilităţii lor 69
4.3. Studiu de caz : Evaluarea intervalului de recurenţă şi a ratei denudaţiei prin alunecări de teren 78
4.4. Studiu caz: Alunecările de teren ca surse de aluviuni în albia r. Buzău 86
4.5. Cercetări de geomorfologie aplicată pentru irigaţii 91
4.5.1. Definiţii, istoric şi răspândire 91
4.5.2. Sistemul de irigaţii 92

CAPITOLUL 5
Cercetări geomorfologice aplicate privind controlul şi efectele inundaţiilor
5.1. Inundaţiile 100
5.2. Rolul reliefului în formarea viiturilor 102
5.3. Studii de caz : Cauzele şi efectele inundaţiilor din bazinul Trotuş din 1991 şi 2004 106
5.3.1. Inundaţiile din 1991 106
5.3.2. Efectele geomorfologice ale inundaţiilor din 28-29 iulie 2004 în bazine hidrografice mici din valea Trotuşului 109

CAPITOLUL 6
Cercetări de geomorfologie aplicată pentru cunoaşterea modificărilor la nivelul albiilor de râu
6.1. Factori de control ai modificărilor albiilor de râu 117
6.2. Ce trebuie să cunoască un geomorfolog ? 120
6.2.1. Cu privire la *tipul de albie* 120
6.2.2. Cu privire la *relaţiile debit lichid - debit solid* 124
6.2.3. Cu privire *la albiile stabile* 126
6.2.4. Cu privire la *caracteristicile geometrice, fizice şi petrografice ale aluviunilor* 130
6.2.5. Cu privire la *eroziunile* şi *acumulările* din lungul albiilor 130
6.2.6. Efectul exploatării de balast asupra evoluţiei albiilor 137
6.2.7. Cu privire *la procesele fluviale sub influenţa barajelor* 140
6.2.7.1. Schimbările în regimul scurgerii lichide şi solide sub influenţa barajelor 142

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.2.7.2. Răspunsul morfologiei patului albiei de râu la amenajarea de baraje 144
6.3. Studiu de caz: Efectul intervențiilor antropice asupra dinamicii albiei râului Bârlad 149
6.3.1. Fondul de date și metoda de lucru 150
6.3.2. Forma secțiunii transversale și tendințele de modificare sub influența intervențiilor antropice 152
6.3.3. Rolul depozitelor de albie în controlul morfologiei albiei 159
6.4. Studiu de caz: Granulometria depozitelor de albie ale râului Prut 164
6.4.1. Zona de studiu 164
6.4.2. Metodele de lucru 165
6.4.3. Spectrul granulometric al râului Prut 168
6.4.4. Variația diametrului particulelor materialului de albie 169
6.4.5. Forma histogramelor materialului de albie 172

CAPITOLUL 7
Cercetarea geomorfologică aplicată pentru amenajările hidrotehnice

7.1. Construcțiile hidrotehnice: definiții, clasificări și considerații generale 175
7.2. Cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul construcțiilor hidrotehnice (de tip baraje) pe sistemele hidrografice 175
7.2.1. Cercetări pentru alegerea strategiei de amenajare 177
Studiu de caz : Strategia de amenajare prin baraje și lacuri de baraj în România. 178
7.2.2. Cercetările de amplasamente sau prognoză 185
Studiu caz: Evaluarea potențialului de eroziune și transport aluvionar al râurilor Olteț și Topolog 186
7.2.3. Cercetările de supraveghere geomorfologică a exploatării amenajărilor și impactului asupra reliefului 198
7.2.4. Implicarea cercetărilor geomorfologice pentru evitarea accidentelor de baraje 204

CAPITOLUL 8
Cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul amenajărilor portuare și conservării țărmurilor

8.1. Dinamica țărmurilor și impactul geomorfologic al încălzirii globale. 205
8.2. Schimbările morfologice ale țărmurilor sub influența antropică, cu privire specială asupra litoralului românesc. 210
8.3. Utilizarea geoindicatorilor pentru evaluarea rapidă a riscului și hazardului costier 221

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 9
Cercetările de geomorfologie aplicată pentru domeniul amenajărilor silvice

9.1.	Elemente generale de cunoaştere a impactului pădurilor asupra mediului şi, în special, asupra dinamicii reliefului	236
9.1.1.	Influenţele pădurii asupra climatului	237
9.2.2.	Influenţa pădurii asupra bilanţului hidrologic	240
9.1.3.	Influenţa pădurii asupra sistemului aluviunilor	248
9.1.4.	Rolul pădurii în stabilizarea versanţilor	256
9.2.	Cercetările geomorfologice pentru ameliorarea silvică a terenurilor supuse eroziunii în suprafaţă şi în rigole	260
9.3.	Cercetările geomorfologice în cazul amenajărilor pentru controlul proceselor de mişcare în masă şi, în special, a alunecărilor	266
9.4.	Cercetări geomorfologice în cazul amenajărilor complexe ale bazinelor torenţiale	268
9.5.	Cercetările geomorfologice în cazul impactului exploatărilor forestiere în morfogeneză (tăieri, incendieri, transport, drumuri forestiere şi alte activităţi în pădure)	272
9.5.1.	Defrişarea şi incendierea	272
9.5.2.	Realizarea reţelei de drumuri forestiere	274
9.5.3.	Transportul de buşteni	279
9.6.	Cercetările geomorfologice în cazul fenomenelor extreme din ariile împădurite: doborâturi, avalanşe, mari deplasări de teren	280

CAPITOLUL 10
Cercetările de geomorfologie aplicată în domeniul mineritului

10.1.	Mineritul ca fenomen morfogenetic	289
10.2.	Evaluarea condiţiilor morfologice şi morfodinamice de amplasament a haldelor şi a altor forme de acumulare	296
10.2.1.	Tipologia haldelor	298
10.2.2.	Supravegherea comportării haldelor şi a iazurilor de decantare	300
10.2.3.	Riscuri datorate comportării haldelor şi a iazurilor de decantare	305
10.3.	Impactul mineritului în sistemul aluviunilor.	311

CAPITOLUL 11
Hărţile geomorfologice şi geomorfologia aplicată

11.1.	Introducere cu caracter istoric asupra hărţilor	322

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	geomorfologice	
11.2.	Hărțile geomorfologice în aplicațiile practice	323
11.3.	Metode de cartografiere în geomorfologie (scurtă prezentare)	324
11.3.1.	Hărți de pantă	326
11.3.2.	Hărțile morfologice	329
11.3.2.	Hărțile geomorfologice	329
11.4.	GIS și teledetecția în cartografierea geomorfologică	335
11.4.	Un nou sistem de cartografiere geomorfologică bazat pe GIS	336
11.5.	Versiunea GIS a hărții geomorfologice	339
11.6.	Exemple	340
11.6.1.	Harta geomorfologică în sistem GIS, versiunea Condorachi (2006)	340
11.6.2.	Harta geomorfologică în sistem GIS, versiunea Gustavsson et al (2006)	343

Bibliografie 345

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1 ● Introducere

Definiție. Afirmarea geomorfologiei aplicate. Obiectivele geomorfologiei aplicate. Identificarea. Descrierea. Explicarea. Postdicția. Predicția. Câmpul de implicare în context social – economic.

1.1. Definiție

După cum uşor se înțelege din denumirea acestei ramuri de știință a geomorfologiei, ea poate fi definită ca "*o aplicare a cunoştințelor de geomorfologie la soluționarea problemelor privind folosirea terenurilor, exploatarea resurselor, planificarea şi amenajarea mediului*" (Jones, 1980, cf. Chorley et al., 1985, p. 573). În acest context, asemenea celorlalte ştiințe, ea îşi asumă şi statutul moral potrivit căruia, aşa cum remarcă filozoful argentinian Mario Bunge (1984, p. 437), "*orice ştiință trebuie să aducă omenirii foloase economice, sociale şi culturale*".

Se impune însă o precizare ce trebuie bine subliniată, şi anume: nu puțini dintre cei care vin sub incidența necesității de a implica geomorfologia în soluționarea problemelor menționate în definiția obiectului geomorfologiei aplicate reduc evaluarea factorului relief la descrierea geometriei lui. În realizarea oricărui program de amenajare şi utilizare a teritoriului, primul constituient al mediului natural asupra căruia se intervine este *relieful* sau ceea ce, în mod curent, unii numesc impropiu *forme de teren*. Dar relieful nu este o structură inertă ce poate fi caracterizată doar prin particularitățile geomorfometrice (înclinare, fragmentare, altitudine etc), aşa cum se ia în considerare în evaluarea condițiilor geomorfologice pentru multe din documentațiile de amenajare, ci presupune şi un ansamblu de procese morfodinamice prin care se asigură circuitul materiei sub formă de sedimente la suprafața scoarței terestre. Evoluția reliefului, ca şi a altor factori naturali, se reglează la scara timpului geologic şi manifestă o permanentă tendință spre « echilibru dinamic ». Or, influența omului are

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

atributele unui prag extrinsec sistemului natural, îndepărtându-l temporar de starea de echilibru sau, dimpotrivă, accelerându-i, de asemenea, temporar, apropierea de această stare. Nimeni nu poate nega necesitatea cunoaşterii acestui aspect în cazul fiecărei amenajări în parte şi pe ansamblul unor grupe de amenajări dintr-un sistem morfogenetic. Se înţelege clar din aceasta că geomorfologia, ştiinţă care de la sfârşitul secolului trecut constituie disciplină de învăţământ în universităţi şi şcoli politehnice, se implică direct în elaborarea, realizarea şi exploatarea sistemelor de amenajare a teritoriului (Ichim, 1982).

În următoarele secţiuni ale acestei lucrări vom încerca să dăm răspuns, punctual, la întrebări de genul *cum şi prin ce mijloace, cu ce posibilităţi geomorfologia participă la soluţionarea şi prognoza pe termen lung a fiabilităţii amenajărilor şi utilizării terenurilor?*. Utilizând în cea mai mare parte rezultatele cercetărilor proprii, dar şi cele obţinute de numeroase alte echipe de cercetare, dorim să arătăm potenţialul extraordinar de care dispune geomorfologia ca ştiinţă aplicată, disponibilităţile ei de fundamentare teoretică şi practică, metodele de lucru specifice, progresele realizate prin tradiţiile valoaroase ale unor înaintaşi.

În prezent, comunitatea oamenilor de ştiinţă acceptă şi un alt termen întrucâtva similar geomorfologiei aplicate şi care poartă denumirea de « **geomorfologie environmentală** ». Acest termen a fost introdus de Coates în 1971 şi l-a definit în felul următor: *geomorfologia environmentală reprezintă utilizarea practică a geomorfologiei pentru soluţionarea problemelor acolo unde omul doreşte să transforme, să schimbe sau să folosească unităţi geomorfologice de la suprafaţa pământului.* După cum se poate observa, conţinutul definiţiei geomorfologiei aplicate şi a celei environmentale sunt apropiate. Autorii care s-au ocupat îndeaproape de această problemă (Verstappen, 1983; Cendrero et al., 1992) au pus accentul pe faptul că geomorfologia environmentală include teme ale geomorfologiei aplicate, geomorfologiei inginereşti şi chiar ale geologiei inginereşti. Temele prioritare ale disciplinei pot fi sintetizate astfel:

-Studierea proceselor geomorfologice şi a formelor de relief care afectează omul, inclusiv hazardurile cum ar fi inundaţiile, alunecările de teren, ravenaţia, eroziunea laterală etc.

-Analiza problemelor în zonele unde omul planifică să intervină într-un ecosistem.

-Utilizarea de către om a agenţilor sau produselor geomorfologice ca resurse, cum ar fi apa, nisipul, pietrişul sau roca.

-Utilizarea geomorfologiei în planificarea şi managementul mediului.

O preocupare deosebită asupra domeniului geomorfologiei environmentale a avut-o Panizza (1992), sintetizând faptul că Geomorfologia Environmentală examinează *relaţiile între om şi mediu*, ultimul termen fiind considerat din punct de vedere geomorfologic. Componentele geomorfologice ale mediului pot fi schematic subdivizate în :

-resurse geomorfologice şi

-hazarde geomorfologice.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Resursele geomorfologice includ atât materialele brute (asupra cărora acționează procesele geomorfologice), cât şi formele de relief – ambele sunt folositoare omului sau pot deveni folositoare, depinzând de circumstanțele economice, sociale şi tehnologice. De exemplu, depozitele litorale pot deveni valoroase din punct de vedere economic şi sunt considerate ca resurse geomorfologice când sunt folosite pentru exploatarea nisipului. În mod similar, o plajă poate avea valoare şi este considerată ca resursă geomorfologică când este utilizată în scop turistic.

Hazardele geomorfologice sunt definite ca "*schimbări naturale sau induse de om ale formelor de relief care afectează sistemele umane*". De exemplu, într-o anumită zonă, poate fi evaluată posibilitatea ca o alunecare să se producă peste 50 de ani şi să afecteze o aşezare omenească.

În contextul relațiilor cu mediul, omul se regăseşte în sintagmele :

- *activitatea umană* şi
- *vulnerabilitatea teritoriului.*

Activitatea umană reprezintă acțiunea specifică a omului care poate fi rezumată în termenii vânătoare, păşunat, agricultură, despădurire, utilizarea resurselor naturale şi lucrările inginereşti.

Vulnerabilitatea teritoriului reprezintă complexul tuturor lucrurilor care există ca rezultat al intervențiilor umane într-o regiune dată şi care pot fi direct sau indirect senzitive la pagubele materiale. Incluse în acest complex sunt populația, clădirile şi structurile, infrastructurile, activitatea economică, organizarea socială şi orice programe de dezvoltare şi expansiune planificate pentru un teritoriu dat.

Luând în considerare relațiile dintre Mediul Geomorfologic şi Om, Panizza (1992) explorează două principale posibilități (fig.1.1):

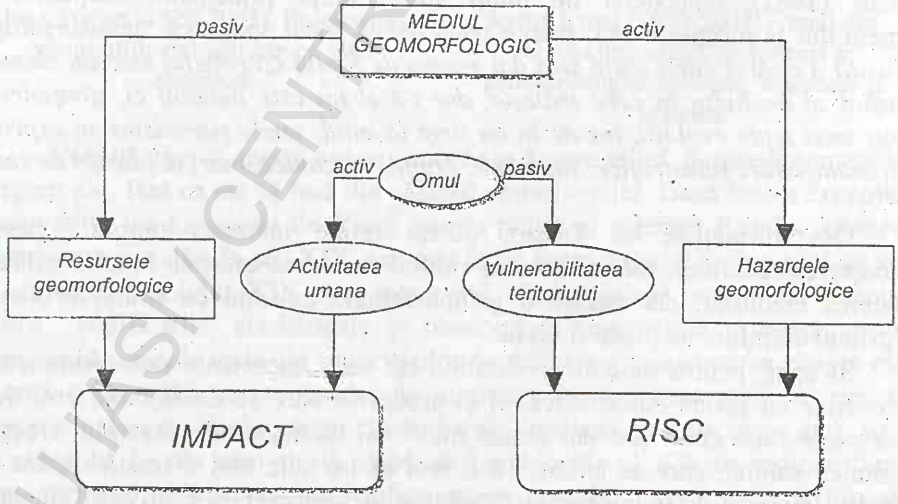


Fig. 1.1. Relațiile între Mediul Geomorfologic şi Om (Panizza, 1996)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a) Resursele Geomorfologice în relație cu Activitatea Umană, unde Mediul Geomorfologic este privit ca pasiv în relație cu Omul (activ). Cu alte cuvinte, o resursă poate fi alterată sau distrusă de activitatea umană (de exemplu, un peisaj montan care a fost modificat de un buldozer).
b) Hazardele Geomorfologice în relație cu Vulnerabilitatea Teritoriului, unde Mediul Geomorfologic este privit ca activ în relație cu Omul (pasiv). Cu alte cuvinte, un hazard poate altera sau distruge câteva clădiri sau infrastructuri (de ex., o alunecare sau eroziune fluvială care cauzează prăbușirea unui drum).

Pentru a concluziona această schiță conceptuală, se definesc ca IMPACT, consecințele Activității Umane asupra unei Resurse Geomorfologice și ca RISC, consecințele Hazardelor Geomorfologice asupra unei localizări a Vulnerabilității Teritoriului.

1.2. Afirmarea geomorfologiei aplicate

Potrivit specialiștilor în filozofia științelor, o știință începe din momentul când ea este percepută și acceptată ca atare public, evident, public în sensul de lumea oamenilor de știință. În acest sens, geomorfologia se poate considera că a fost identificată ca un domeniu distinct în 1891 la Congresul de Geologie din SUA. Firește, nu putem spune că geomorfologia aplicată este de dată mai veche, dar tot la fel, nu putem nega faptul că preocupări de a aprecia și, chiar, evalua rolul reliefului în contextul intereselor omului datează de foarte mult timp. Jean Tricart (1962), considerat de mulți autori drept principalul susținător al domeniului la începutul său, merge până acolo, încât spune că "*geomorfologia aplicată a apărut când omul și-a dat seama de faptul că relieful este un element esențial al mediului în care trăiește, dar că el nu este imuabil ci, dimpotrivă, supus unei lente evoluții, iar de la un timp la altul, unele paroxisme se exprimă prin manifestări catastrofice: inundații, erupții vulcanice, mari deplasări de teren ș.a.*".

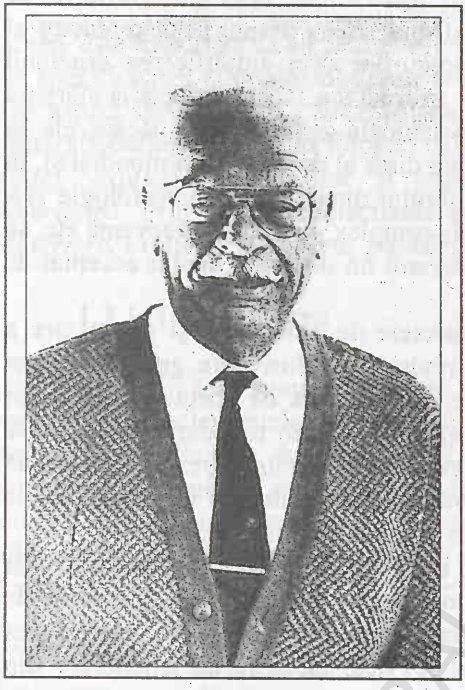
Din afirmațiile lui Tricart, putem reține interesul timpuriu pentru cunoașterea reliefului, tocmai datorită rolului ce revine acestuia în arhitectura și dinamica mediului; dar despre o geomorfologie aplicată ca știință în sensul propriu al definiției nu poate fi vorba.

Si apoi, pentru dinamica reliefului nu sunt importante doar fenomenele paroxistice cu efecte catastrofice, ci și procesele care se desfășoară lent, de a căror consecințe omul și-a dat seama mult mai târziu, ca de exemplu, creepul, eroziunea solului, care se anunță a fi una dintre cele mai dramatice crize ale omenirii (din estimările Institutului Worldwatch, se apreciază că în cca 150 ani se epuizează rezervele de sol fertil cu o rată anuală de epuizare de 23%).

Desigur, nu putem ignora preocupările foarte timpurii ale omului de a folosi adecvat condițiile și fenomenele legate de relief, iar civilizațiile antice,

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

egipteană, mesopotamiană, incaşă care foloseau irigaţiile, desecările, construcţiile de baraje, apeductele, construcţiile de drumuri ş.a. sunt o ilustrare clară. "*Egiptul este un dar al Nilului*", spunea Herodot, dar aceasta nu se leagă de inundaţiile naturale, când din apele Nilului se depuneau nămoluri ce fertilizau solul câmpiei, ci şi de producerea revărsărilor de către om cu ajutorul unor canale secundare ş.a.



Jean Tricart (1920-2003). Promotorul geomorfologiei aplicate pe plan european.

Ioniţă Ichim (1940-2007) – unul din cei mai importanţi performeri ai geomorfologiei teoretice, regionale şi aplicate.

Rezultă clar că anticii aveau cunoştinţe despre relief, despre fenomenele de curgere ş.a., fără ca ele să iasă din câmpul empirismului. Dacă facem excepţie de observaţiile lui Leonardo da Vinci asupra râului şi câmpiei Padului, observaţii despre care s-a aflat în sec XIX, cea mai mare parte a specialiştilor sunt de acord că mijlocul secolului XIX este momentul când ştiinţele naturii au început să aplice codificările, clasificările şi observaţiile sistematice. Această perioadă marchează semnele reale ale capacităţilor de aplicare a cunoştinţelor despre relief. Atunci s-au remarcat preocupări de amploare pentru construcţii ce necesitau cunoştinţe despre relief (construcţii de baraje, drumuri, porturi, oraşe etc). Există, de exemplu, lucrări care atestă că M. de Lamblurdie (1782), un inginer dintr-un port normand, a fost pus să verifice starea portului pentru a nu fi blocat de cordoanele de pietrişuri. El a elaborat un studiu "Memoir sur Haute Normandie" în care a demonstrat efectul retragerii falezei din cauza acestor pietrişuri şi rolul "derivei" în lungul ţărmului datorită furtunilor. Este o lucrare din domeniul

BCU "ŞTIINŢIFICĂ CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

geomorfologiei aplicate. Secolul al XIX-lea, cu deosebire a doua parte a acestuia, este definitoriu în afirmarea preocupărilor de geomorfologie aplicată, dar cei care o fac, fără a o denumi, sunt inginerii de drumuri şi poduri, silvicultorii, hidrotehnicienii, cu alte cuvinte, amenajiştii. De exemplu, odată cu lucrarea asupra torenţilor din Alpi s-au introdus tipurile de amenajări care şi astăzi se folosesc în controlul eroziunii şi stabilităţii: gabioanele, fascinele, gardurile de grinzi subterane etc. În acelaşi timp s-a afirmat ideea despre rolul protector al pădurii şi rolului nefast al exploatării terenurilor prin amplificarea eroziunii acestora. Se poate spune că geomorfologia aplicată s-a făcut distinctă la sfârşitul secolului al XIX-lea, concomitent cu geomorfologia generală. Din păcate, ele au mers mult timp în paralel, ignorându-se. Abia după al doilea război mondial şi, în mod deosebit, după afirmarea teoriei echilibrului dinamic în geomorfologie şi a altor concepte, cum ar fi cel de prag, răspuns complex, mărime şi frecvenţă etc. se poate spune că geomorfologia aplicată a devenit un domeniu deplin acceptat de către practicieni.

Astăzi, în toate ţările civilizate proiectele de amenajare şi organizare a teritoriului prevăd structuri speciale care revin în exclusivitate geomorfologiei aplicate. S-a produs o adevărată explozie de literatură de specialitate, ramuri ştiinţifice de profil, laboratoare. Nu întâmplător, pe plan mondial, se vorbeşte chiar de o disciplină inginerească nouă - "geomorfologia inginerească" - o ştiinţă cu caracter interdisciplinar, predată în învăţământul politehnic (de exemplu, la universităţile politehnice din Marea Britanie şi Japonia) (Panizza, 1990).

La noi în ţară, preocupările au fost, de asemenea, timpurii, dacă avem în vedere unele amenajări ce presupun cunoştinţe despre relief ca: lucrările de ameliorații din Tara Bârsei făcute de teutoni în secolul al XIII-lea, amenajarea primelor iazuri din Moldova în secolul al XV-lea, lucrările de ameliorare din Câmpia Banatului începute între 1717 – 1756 (şi care au durat peste 200 ani), canalul lui Ipsilanti în 1780 pentru a feri capitala de inundaţii (prin abaterea apelor Dâmboviţei în Argeş şi Ciorogârla), regularizarea Someşului (1847), amenajarea canalului Sulina (1856) etc. Din secolul al XIX-lea apar şi lucrări despre eroziunea şi degradarea terenurilor şi aparţin agronomilor şi silvicultorilor (de exemplu, Ion Ionescu de la Brad, P. Antonescu Remuş).

Geografii şi-au manifestat ceva mai târziu interesul în latura aplicată a geomorfologiei, în special, după al doilea război mondial, întrucâtva sub influenţa şcolilor geomorfologice ruse şi apoi a celei franceze, dar şi sub influenţa cerinţelor economiei (Posea, 1986). În ce priveşte literatura ştiinţifică de geomorfolgie aplicată se remarcă o preocupare foarte activă în domeniile contribuţiei geomorfologiei în sprijinul sistematizării urbane şi rurale din diverse regiuni ale României (Martiniuc, Băcăuanu, 1964); a ameliorării terenurilor degradate (Tufescu, Moţoc, 1969; Bălteanu, 1983; Surdeanu, 1998; Cioacă, Dinu, 1998; Rădoane et al., 1999; Ioniţă, 2000), importanţa hărţilor geomorfologice în amenajarea teritoriului (Coteţ, 1978; Schreiber, 1980; Bălteanu et al., 1989; Grecu, 1997, 2002; Cioacă, Dinu, 2001; Posea, Cioacă; 2003 ; Mihai, 2005) ş.a. O implicare deosebită a avut-o colectivul de geomorfologi de la Staţiunea de

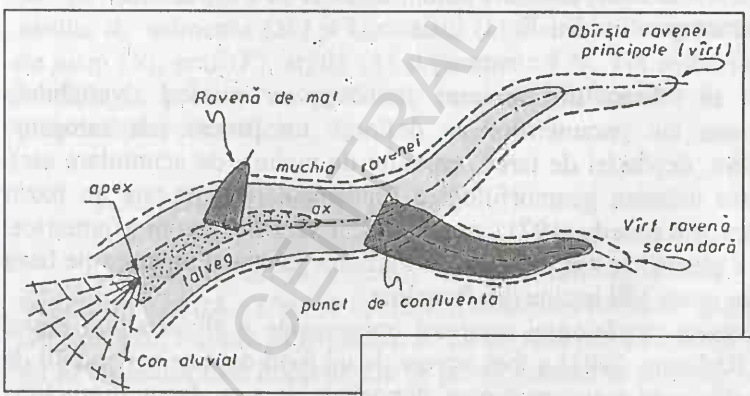
Cercetări « Stejarul » Pângărați, recunoscut prin contribuțiile aduse la cunoașterea impactului amenajărilor hidroenergetice și hidrotehnice în dinamica reliefului.

1.3. Obiectivele geomorfologiei aplicate

Din cele prezentate rezultă că scopul geomorfologiei aplicate este vast; de aceea, este important să alegem noi limitele domeniului, ceea ce se face în funcție de specificitatea și dominanța unor fenomene ale regiunilor care ne interesează. Un aspect comun, însă permanent de luat în considerație, rezultă din cea mai generală definiție a geomorfologiei ca știință care *identifică* și *descrie formele de relief, explică originea lor* și *predictează comportarea sau desfășurarea ulterioară.* Prin urmare, obiectivele geomorfologiei aplicate sunt: *identificare, descriere, explicare, predicție, postdicție.*

1.3.1. Identificarea

Reprezintă o simplă evaluare cantitativă și calitativă care ne pune în cunoștință cu elementele generale ale locului geomorfologic. De exemplu, un bazin hidrografic este, de departe, una din porțiunile cele mai bine organizate ale suprafeței uscatului. Limitele unui bazin hidrografic sunt clar definite de linia cumpenei de ape. Ravena este un exemplu de formă de relief care nu prezintă dificultate pentru identificare, așa cum este ilustrat în fig. 1.2.



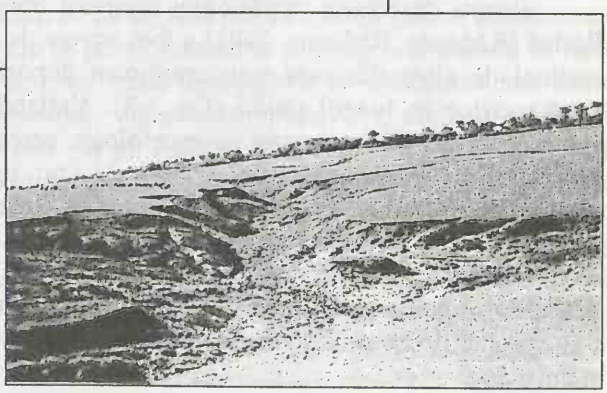


Fig. 1.2. Schiță de definire a unei ravene (sus). Ravenă în apropiere de Hârlău (Rădoane et al., 2003).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În schița de definire sunt specificate elementele componente ale unei ravene: *vârful* sau *obârșia ravenei* care, de cele mai multe ori se prezintă sub forma unui abrupt numit *râpă de obârșie* (*headcut*), cu adâncimi ce pot depăși 20 m în terenuri de loess ; *muchia ravenei* este linia care descrie conturul ravenei și face contactul între suprafața terenului în care este adâncită ravena și taluz (malul ravenei); *malul ravenei* reprezintă suprafața de teren cu pantă accentuată și care face racordul între muchia ravenei și talvegul sau fundul ravenei; *fundul* (*talvegul*) *ravenei* se prezintă ca o fâșie foarte îngustă care devine din ce în ce mai lată spre gura ravenei în funcție de stadiul de dezvoltare a ravenei. Prin talvegul ravenei trece și axul acesteia, respectiv, linia de cea mai mare energie; *conul de dejecție* reprezintă o zonă de depuneri situată, de regulă, la ieșirea din ravenă; în majoritatea cazurilor, începutul acestei zone coincide cu gura ravenei și cota terenului în acest punct.

Alte forme de relief sau complex de forme de relief pot fi, de asemenea, identificate la o multitudine de scări de mărime: un profil de versant sau o suprafață de versant, un sector de albie de râu sau valea râului în întregime, o alunecare de teren sau întreg profilul de versant, o cuestă sau un complex de interfluvii, un masiv montan sau o unitate complexa de relief montan ș.a. De regulă, cercetările de geomorfologie aplicată au în vedere categoriile de microrelief și mezorelief, care fac obiectul interesului direct al unei anume intervenții antropice și pot fi abordate pe baze experimentale în teren, atât ca formă, dar mai ales ca dinamică.

1.3.2. Descrierea

Descrierea se face în termeni cantitativi, privind variabilele geomorfometrice sau ale parametrilor ce definesc un proces (de eroziune, transport de aluviuni, deplasări de teren, eroziuni de maluri, de acumulare etc). De exemplu, pentru unitatea geomorfologică fundamentală care este un bazin hidrografic, Chorley și Kennedy (1971) au selectat 17 variabile geomorfometrice, iar Ichim (1988) a identificat cel puțin 26 de variabile geomorfometrice pe baza unei inverstigații de peste 100 bazine din România.

Pentru descrierea morfologiei secțiunii transversale a albiei albiei râului Bârlad (Rădoane, Rădoane, 2003) a fost nevoie de un fond de date privind 30 de secțiuni de albie din care s-au eșantionat depozitele și s-au facut măsurători morfometrice în lungul râului (fig. 1.3). Variabilele morfometrice care ne-au ajutat să descriem fenomenul geomorfologic cercetat sunt următoarele: distanța de la obârșie în lungul râului Bârlad, *L*, km; suprafața bazinului hidrografic amonte de secțiunea de măsurare, *S*b, kmp; lățimea albiei, *B*, m; adâncimea maximă, *H*max, m; adâncimea medie, *H*med, m; raza hidraulică, *R*h, m; suprafața secțiunii transversale, *SS*, mp; panta albiei, *I*, m/km; suprafata secțiunii mal drept, *AD*, mp; suprafața secțiunii mal stâng, *AS*, mp. Din fiecare secțiune transversală s-au recoltat probe de sedimente, distinct, din patul albiei, din malul drept și din malul stâng.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

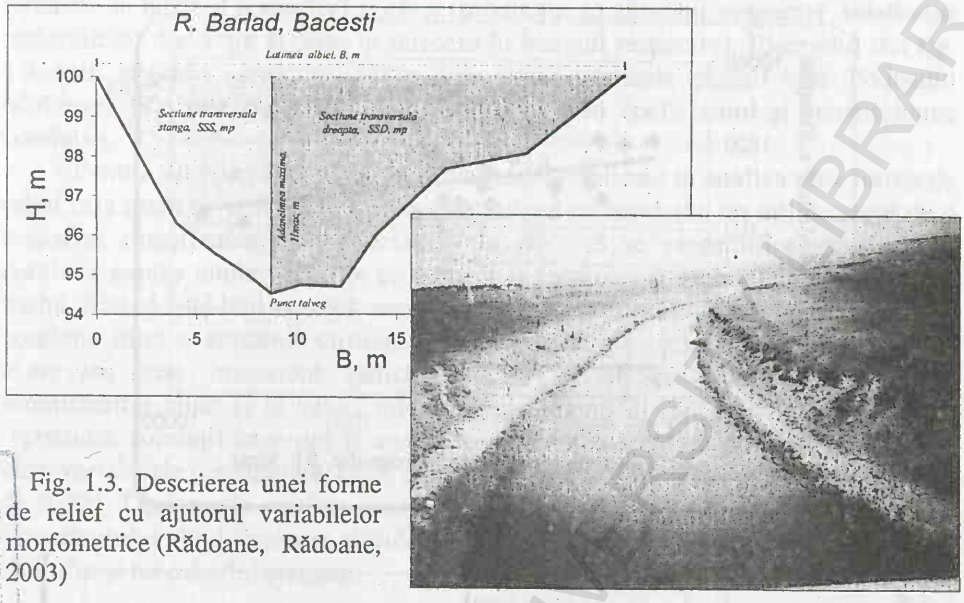


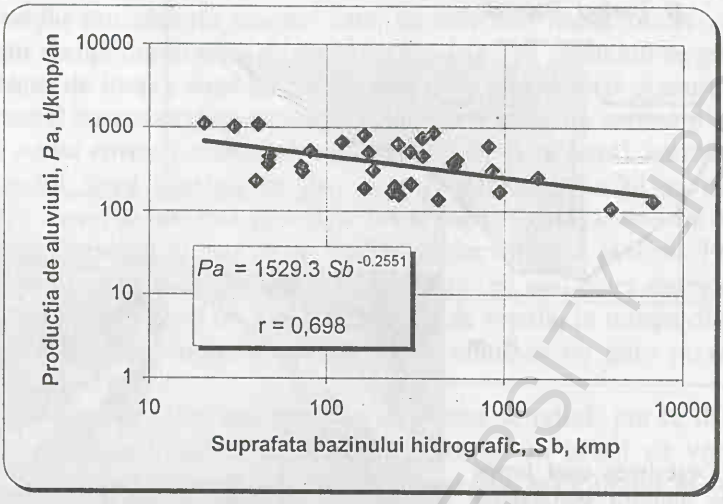
Fig. 1.3. Descrierea unei forme de relief cu ajutorul variabilelor morfometrice (Rădoane, Rădoane, 2003)

În laborator, probele a fost supuse procedeelor standard de sfertuire, uscare, cântărire, sitare şi obţinere a curbelor granulometrice. În continuare au fost extrase diametrele caracteristice, d5, d10, d16, d25, d50,d60, d75, d84, d90, d95 pe baza cărora s-au calculat indicii statistici (Rădoane et al., 1995), diametrul mediu, *d*, asimetria (*Sk*) şi kurtozisul (*k*) distribuţiilor granulometrice, procentul de nisip (*N*), praf (*P*), argilă (*A*) şi parametrul *M*. Tot astfel pot fi descrise şi alte morfologii, precum un profil de versant, o alunecare de teren etc., pe baza proprietăţilor identificate.

1.3.3. Explicarea

Cel de al treilea obiectiv al geomorfologiei este, în fapt, evaluarea raporturilor cauză – efect în apariţia şi dinamica formelor şi a proceselor de relief. De exemplu, trebuie să explicăm de ce un râu, într-un anumit sector meandrează, iar în alt sector este împletit. De ce pe un versant se produce o alunecare de teren şi pe altul nu ? Sau de ce dintr-un bazin hidrografic se evacuează mai multe aluviuni decât din altul învecinat, situat aproximativ în aceleaşi condiţii ? Răspunsul la aceste întrebări este dat pe baza analizei tuturor legăturilor cauzale între factorii de control, procesele geomorfologice şi formele de relief rezultate. Instrumentele de analiză a acestor legături cauzale sunt oferite de ştiinţe mai mult sau mai puţin învecinate geomorfologiei, cum ar fi statistica matematică (Rădoane *et al.*, 1995).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY
BIBLIOTECA EMINESCU A
FONDUL DE GEOGRAFIE



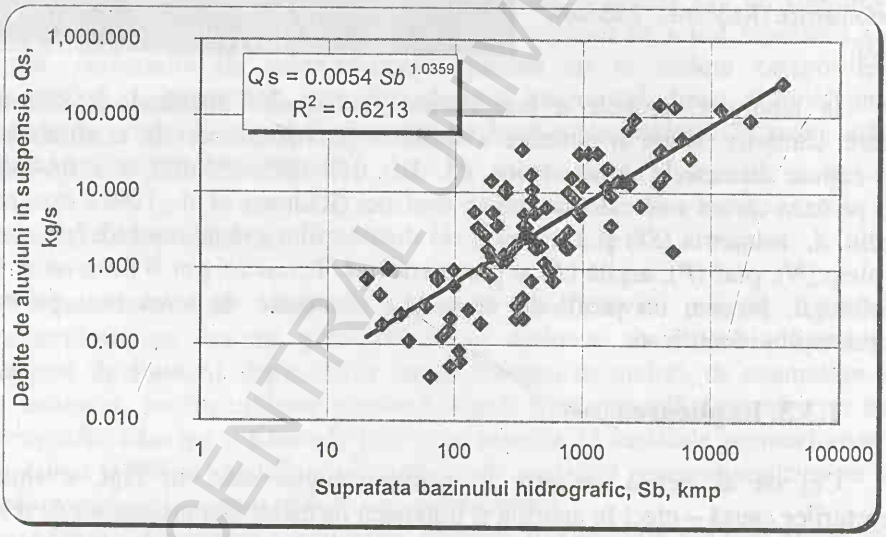


Fig. 1.4. Relații de cauzalitate exprimate prin analiza regresiei şi corelației : (sus) Relația dintre producția de aluviuni, *P*a, şi suprafața bazinelor hidrografice, *S*b, în condițiile râurilor şi lacurilor din Podişul Moldovei şi Câmpia Jijiei (Rădoane, Rădoane, 2001b) ; (jos) Relația între suprafața bazinului hidrografic şi debitele de aluviuni în suspensie pentru punctele de măsurare din bazinul hidrografic Siret.

Regresia liniară este instrumentul aflat cel mai la îndemână pentru a identifica gradul şi intensitatea legăturilor dintre două variabile, din care una să fie cauză şi alta efect. De exemplu, o relație mult utilizată în construirea bugetelor de aluviuni pentru bazine hidrografice este cea dintre producția de aluviuni (*P*a, t/km^2/an) şi suprafața bazinului de drenaj (*S*b, km^2) ; este o relație tipică de cauză (mărimea suprafeței de drenaj care este un înlocuitor pentru mărimea forței de

BCU "AS" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

eroziune în bazinul respectiv) şi efect (producţia de aluviuni, respectiv, totalitatea materialelor dislocate şi puse în mişcare în bazinul respectiv). Exemplul din fig. 1.4 este sugestiv, legătura dintre cele două variabile pentru aria Podişului Moldovei este una puternică, demonstrată şi prin coeficientul şi senzitivitatea corelaţiei.

Pentru situaţia când numărul de variabile implicate în analiza unei forme de relief este mare se utilizează cu succes matricea de corelaţie, un mijloc rapid de a vizualiza cauzalitatea dintre variabile. În fig. 1.5 se exemplifică matricea de corelaţie pentru unele variabile ce descriu şi controlează secţiunea transversală a râului Bârlad ; tabloul rezultat este format dintr-o multitudine de coeficienţi de corelaţie între o variabilă cu toate celelalte variabile incluse. Dacă numărul de observaţii este important (adică $n > 30$), coeficienţii de corelaţie sunt semnificativi chiar şi la valori mici, ca cei indicaţi în fig. 1.5. Zonele haşurate reprezintă corelaţii care pot fi analizate ca fiind o legătură puternică, senzitivă între variabilele considerate, chiar şi dacă valoarea coeficientului de corelaţie este de 0,300. Desigur, în analiza acestor legături trebuie o mare atenţie, experienţa cercetătorului fiind cea care decide ce corelaţie este validă din punct de vedere ştiinţific şi nu calculul statistic.

Fig. 1.5. Matricea de corelaţie a variabilelor morfometrice si sedimentologice a albiei râului Bârlad

Variabila morfo-sedimentologica	L(km)	Sb(kmp)	Ia (m/km)	B (m)	Hmax (m)	SS (mp)	Hmed (m)	Rh	AS	AD	M	A+Pp	A+Pm	D50p
L(km)	1													
Sb(kmp)	0.993	1												
Ia (m/km)	-0.612	-0.613	1											
B (m)	0.209	0.193	-0.466	1										
Hmax (m)	-0,510	-0.528	0.086	0.421	1									
SS (mp)	0.001	-0.019	-0.264	0.856	0.697	1								
Hmed (m)	-0.384	-0.416	0.282	0.136	0.799	0.474	1							
Rh	-0.312	-0.344	0.181	0.235	0.821	0.571	0.987	1						
AS	-0.146	-0.165	-0.161	0.734	0.664	0.861	0.387	0.459	1					
AD	0.056	0.039	-0.280	0.684	0.572	0.838	0.460	0.549	0.494	1				
M	-0.407	-0.416	0.169	-0.052	0.221	0.033	0.314	0.278	0.153	-0.038	1			
A+Pp	0.004	-0.045	0.180	-0.325	-0.059	-0.110	0.267	0.227	-0.120	-0.033	0.256	1		
A+Pm	-0.458	-0.457	0.065	0.022	0.279	0.055	0.250	0.230	0.157	0.015	0.896	0.016	1	
D50p	0.145	0.173	-0.213	0.510	0.083	0.273	-0.169	-0.111	0.222	0.206	-0.396	-0.755	-0.215	1

Lista variabilelor: L, lungimea râului, km; Sb, suprafaţa bazinului hidrografic, km^2; Ia, panta râului, m/km; B, lîţimea albiei, m; Hmax, adâncimea maximă, m; SS, suprafaţa secţiunii transversale, m^2; Hmed, adâncimea medie a albiei, m; Rh, raza hidraulică, m; AS, asimetria de stânga a secţiunii de albie, m^2; AD, asimetria de dreapta a secţiunii de albie, m^2; M, parametru morfo-sedimentologic; A, argilă,%, P, praf, %; D50, diametrul median, mm; p-patul albiei; m-malul albiei.

1.3.4. Postdicția

Reprezintă evaluarea caracteristicilor reliefului anterioare situației actuale, respectiv, istoria reliefului în ultima parte a timpului geologic, aspect care este în relație cu identificarea tendinței în timp lung a fenomenului geomorfologic studiat. Din punct de vedere al geomorfologiei aplicate, Holocentul este perioada pentru care sunt necesare evaluări concrete a schimbărilor formelor de relief aflate în analiză. Aparent, fără o importanță imediată, lipsa cunoașterii tendinței desfășurării unor procese geomorfologice nu de puține ori a generat chiar probleme de graniță (de exemplu, între statele Mississippi și Louisiana prin eroziunea laterală a fluviului Mississippi, între SUA și Mexic prin schimbările de albie datorate fluviului Rio Grande) etc.

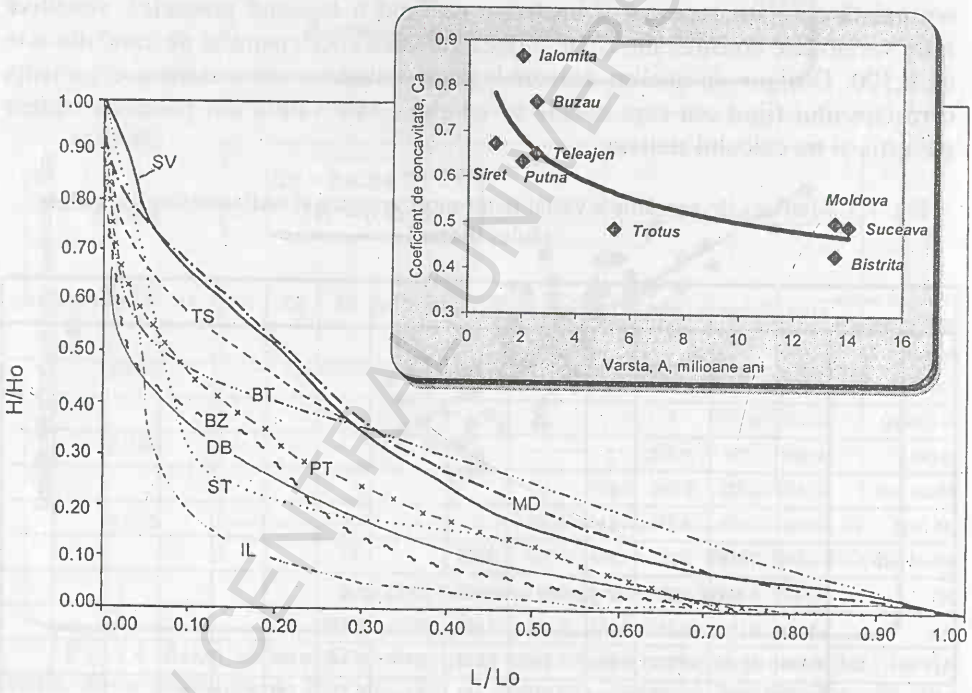


Fig. 1.6. Evidențierea relației între forma profilul de echilibru și vârsta râului (Rădoane et al., 2003).

H/Ho – raportul de altitudine, unde *H* este altitudinea râului în punctul de măsurare, *Ho* este înălțimea râului de la gură la obârșie; *L/Lo* – raportul de distanță, unde L este distanța de la gura râului la punctul de măsurare, *Lo* este distanța râului de la confluență la obârșie. SV – R. Suceava; MD – R.Moldova; BT – R.Bistrița; TS – R.Trotuș; PT – R.Putna; BZ – R.Buzău; ST- R.Siret; DB – R.Dambovița; IL – R.Ialomița.

În ce ne privește, exemplificăm o situație rezultată din analiza profilelor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

longitudinale actuale ale râurilor est-carpatice, care a condus la unele concluzii privind paleoevoluția rețelei hidrografice din această regiune (Rădoane et al., 2003). Exemplul ales nu este neapărat de geomorfologie aplicată, dar poate ilustra conceptul de postdicție în geomorfologie.

Au fost luate în analiză râurile est-carpatice importante a căror formă a profilelor longitudinale au fost corelată cu vârsta rețelei de drenaj, așa cum a fost determinată de către specialiști. Rezultatul este sintetizat în fig. 1.6 din care reiese clar că indicele de concavitate a profilului este invers proporțional cu vârsta râului, adică, contrar teoriei lui Davis care spune că un râu în stadiu de "grade" (echilibru dinamic) are un profil longitudinal de mare concavitate. Odată ce râul și-a atins forma sa de echilibru, în cazul de față, o anumită curbă mai mult sau mai puțin concavă, "luptă" să își păstreaze această formă împotriva oricăror intervenții de natură tectonică sau climatică. Am putea spune că este o evidență clară a teoriei care a bulversat lumea geomorfologică în anii '60, teoria echilibrului dinamic, emisă de Hack. Aceasta spune că: o formă de relief pentru a exista nu trebuie să parcurgă neapărat cele trei stadii de evoluții – tinerețe, maturitate, bătrânețe; *o formă de relief își menține acele cartacteristici care îi asigură o stare de echilibru în schimbul de masă și energie cu altă formă de relief.* Și astfel se explică de ce un profil longitudinal cu o mică concavitate poate fi mai vechi (de exemplu, Suceava, Moldova, Bistrița) decât un profil cu o concavitate mai mare (de exemplu, Siret).

1.3.5. Predicția

Predicția este determinarea tendinței de desfășurare în timp și în spațiu a fenomenului geomorfologic, în general, și se face pe baza unor șiruri de măsurători pe durate și desfășurări spațiale reprezentative, pentru ca datele să se poată constitui în serii dinamice pertinente. Exemple numeroase de serii de timp din domeniul geoștiințelor asupra cărora s-au aplicat unele metode de analiză a tendințelor de evoluție sunt date în Rădoane *et al* (1995). Studiul lui Vespremeanu-Stroe (2007) privind țărmul Deltei Dunării este un exemplu de modul cum măsurătorile asupra formelor și proceselor geomorfologice sunt utilizate pentru a construi modele de predicție.

Pentru exemplificare, am ales seria de timp reprezentată de înălțimea patului albiei râului Suceava la postul hidrometric Brodina în perioda 1963 –2002 (fig. 1.7). Metoda de lucru este prezentată în alte lucrări ale noastre și nu trebuie să insistăm asupra acesteia. Important este de reținut că prin observarea tendințelor de desfășurare a unui proces geomorfologic în timp, putem prognoza evoluția lui în pași de timp ulteriori. În cazul de față, evoluția patului albiei râului Suceava în secțiunea Brodina este dată de o succesiune de agradări și adânciri bruște ; adâncirile corespund viiturilor mai puternice, precum cea din 1969-1970, când s-a depășit debitul de 200 mc/s sau cea din 1982, când s-au atins debite lichide de 100 mc/s, în situația în care, în secțiunea Brodina, debitul mediu multianual este de 3,42 mc/s. Între aceste perioade se interpun faze mai lungi de

agradare, de regenerare cu aluviuni a patului albiei. Desigur, comentariile sunt mult mai numeroase, dar nu fac obiectul acestui capitol.

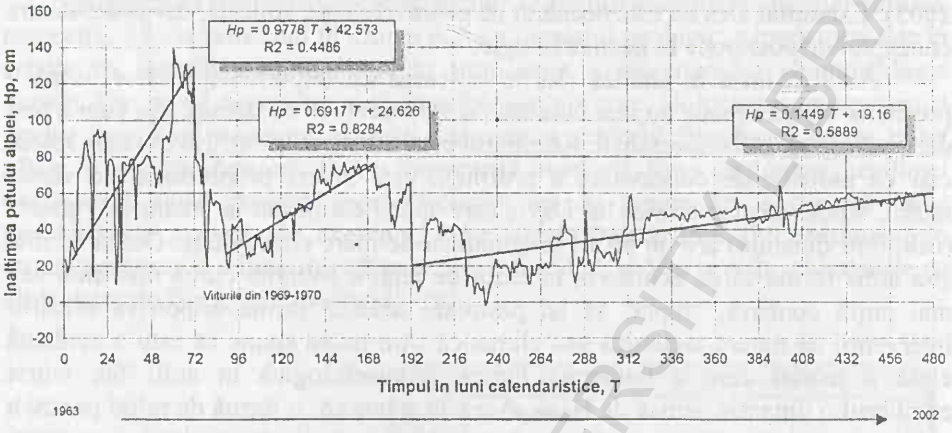


Fig. 1.7. Dinamica patului albiei râului Suceava în secțiunea Brodina.

De reținut, în concluzie, că obiectivele geomorfologiei aplicate derivă din obiectivele majore ale geomorfologiei generale, așa cum rezultă ele din definiția analitică a științei (Ichim et al., 2001).

1.4. Câmpul de implicare în context social - economic

Vom aduce în discuție interacțiunea dintre geomorfologie și supravegherea publică a mediului așa cuma fost abordată în cadrul grupului de lucru al geomorfologilor britanici (Hooke, 1988). Supravegherea publică (poliția mediului) este acreditată ca o serie de măsuri care variază de la legislație strictă și reguli de conduită la măsuri economice coercitive. Această poliție a mediului poate aplica măsurile de la nivel internațional (vezi Comunitatea Europeană), la nivel regional, național și local (autoritățile locale) sub directa coordonare a ministerelor sau autorităților locale. Pentru geomorfologi este de interes orice activitate care modifică forma terenurilor, induce deplasări de materiale (depozite de versant, aluviuni) sau alterează cantitatea sau calitatea apei, a drenajului. Multe activități antropice afectează indirect proprietățile suprafeței terenurilor și prin interacția cu vegetația. Coates (1984 cit. Hooke, 1988) luând în discuție geomorfologia raportată la supravegherea publică spune:

"*De când omul trăiește, muncește, construiește și își petrece timpul liber pe suprafața Pământului, el produce inevitabil schimbări ale ecosistemului uscat - apă, încât geomorfologul trebuie să ia în considerație acele activități societale cu efect în modificarea proceselor naturale. De aceea este necesar ca geomorfologii să se implice în actele de guvernare care autorizează decizii de natură a schimba caracteristicile topografiei, materialelor și proceselor implicate în asemenea modificări*" .

Este adevărat că schimbările induse de om au avut loc şi în trecut, dar acum au o rată în creştere, cu atât mai mult cu cât populaţia creşte, resursele se diminuiază, încât s-a ajuns ca rata modificării mediului să fie accelerată şi necontrolată.

Tipurile de schimbări care nu pot fi trecute cu vederea sunt: m*ineritul* şi realizarea de *cariere* care dislocă şi transportă în scurt timp mari cantităţi de roci ; *schimbarea tipului de agricultură,* în special, în terenurile joase (creşterea producţiei de cereale implică, evident, o agricultură intensivă, deci, dezechilibre); *consecinţele geomorfologice ale urbanismului* sunt aproape ignorate, deşi alterează foarte mult morfologia proceselor care o definesc, respectiv, realizarea de drumuri, dislocarea de materiale, construcţii, canale etc.); *râurile* şi *ţărmurile* sunt specifice geomorfologiei şi pun probleme speciale de eroziune laterală, abraziune, erodarea plajelor etc.. De cele mai multe ori problemele specifice geomorfologiei sunt neglijate în schimbul celor de poluare ale apei în aceste zone ; *parcurile naţionale* care, prin legislaţie, sunt supuse la o supraveghere specială din partea poliţiei mediului ; *hazardele naturale* şi atitudinea poliţiei mediului faţă de acestea. Din păcate, legislaţia privind locul geomorfologiei în securitatea mediului este foarte firavă. Există însă diferite căi de control între care se detaşează: a) persuasiunea morală; b) reglarea legislativă; c) coerciţia economică.

Toate acestea se realizează prin organizaţiile şi agenţiile locale, federale, naţionale şi internaţionale. Între acestea din urmă se includ şi Naţiunile Unite, Banca Mondială, iar, în interior, structurile guvernamentale, care au un rol major pe plan naţional, dar se apreciază o creştere a presiunii grupurilor private ce au influenţat şi influenţează supravegherea mediului (de exemplu, Greenpeace). Ceea ce este mai grav şi este valabil şi pentru problemele de geomorfologie, poliţia mediului nu există dacă nu s-au produs dezastre, de unde şi observaţia că legislaţia are în vedere cu predilecţie aspectele catastrofice.

Geomorfologii trebuie să demonstreze necesitatea participării lor la poliţia mediului şi să sugereze acţiuni efective. "*Nu este suficient să scrii despre un fenomen într-o publicaţie în speranţa că supraveghetorii de mediu vor citi şi îţi vor traduce în practică concluziile tale. Lipsa de comunicare între omul de ştiinţă şi supraveghetorii de mediu poate duce la negarea investigaţiei pertinente şi obiective asupra fenomenului în cauză*", spune acelaşi Coates (1984). În această idee s-au conturat patru tipuri de activităţi care pot fi considerate la interfaţa geomorfologiei aplicate cu poliţia (supravegherea) mediului, şi anume: 1. Catalogarea şi inventarierea fenomenului (de exemplu, inventarierea alunecărilor de teren dintr-o anumită zonă) sau a unei activităţi antropice; 2. Evaluarea efectelor fenomenului sau activităţii; 3. Predicţia asupra efectelor activităţii propuse; 4. Indicarea alternativelor de supraveghere.

Rămânând în continuare la raportul geomorfologie - poliţia mediului, trebuie să accentuăm un aspect definitoriu pentru staţionarea acestuia, şi anume, "ordonarea în spaţiu şi timp", deci strategia dezvoltării unui teritoriu, a unei regiuni date. Aceasta implică raportarea la un alt set de factori, de care depinde

alegerea sau decizia asupra unei soluții. Panizza(1990) sugerează următoarea schemă decizională în legătură cu planificarea (bonitarea) teritorială.

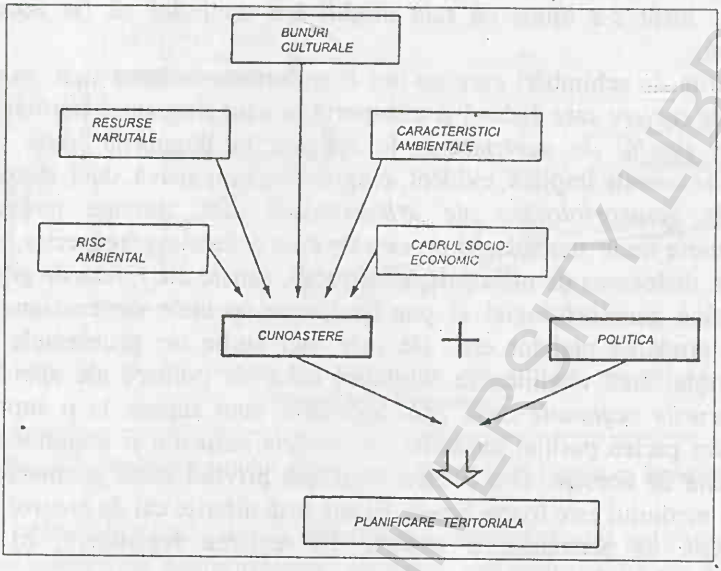


Fig. 1.8. Schemă decizională asupra planificării teritoriale (Panizza, 1990).

Astfel, alegerea depinde de: cunoaşterea teritoriului şi politica dezvoltării. Dacă cea de a doua ține de tipul de guvernare, de administrare, în general, prima trebuie raportată la următoarele cinci componente (fig. 1.8) : resurse naturale, riscul natural, peisajul cultural, caracteristicile ambientului, cadrul socio – economic.

Punctul de convergență al acestor componente în alegerea sau propunerea soluției îl asigură cunoaşterea. Dintr-o astfel de perspectivă poate fi abordată, în opinia autorului, şi structurarea geomorfologiei aplicate, iar elementul fundamental de exprimare îl reprezintă *harta geomorfologică* în variantele ei tematice. Nu putem vorbi de o supraveghere competentă şi eficientă a condițiilor de relief şi de evaluare reală a acestora fără să avem un asemenea instrument, respectiv, *harta*. În aceste cazuri se recomandă realizarea hărților la scară mare, sub 1 : 10 000. Nu întâmplător şi cartea noastră se încheie cu un capitol consistent privind cartografierea geomorfologică.

În fig. 1.9 exemplificăm bazinul hidrografic Giurgeni, unde noi am realizat cercetări geomorfologice detaliate asupra distribuției şi dinamicii proceselor geomorfologice actuale. Am urmărit în mod special dinamica ogaşelor şi ravenelor, dar şi a alunecărilor de teren. Suprafața bazinului hidrografic fiind doar de 4,56 km^2, am reuşit să acoperim în detaliu întreg teritoriul bazinului în ce priveşte observarea şi cartografierea geomorfologică.

BCU "OVIDIUS" CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

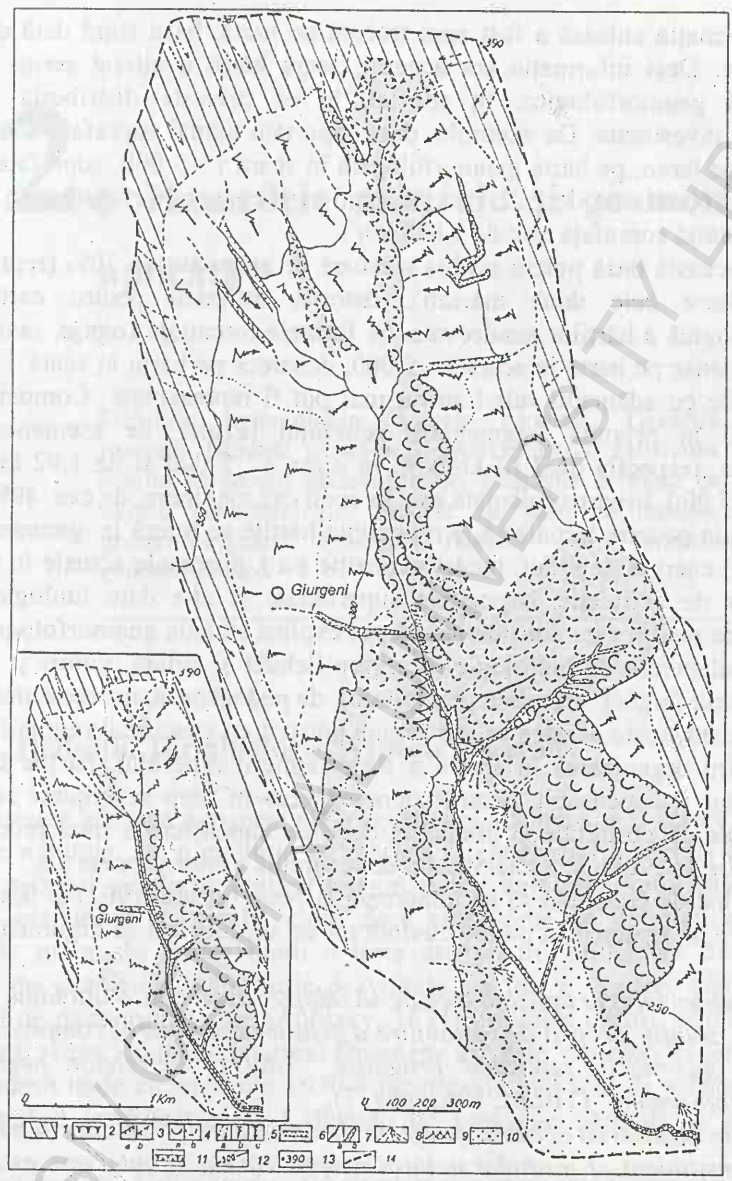


Fig. 1.9. Influența scării asupra distribuției areale a proceselor geomorfologice actuale. 1, platouri structuralo-sculpturale, 2, abrupt litologic; 3, cornișă de desprindere : a, activă ; b, stabilizată ; 4, alunecări de teren : a, active ; b, stabilizate; 5, eroziune în suprafață: a, slabă; b, moderată; c, puternică; 6, albie minoră adâncită; 7, ogaşe şi ravene: a, sub 2 m adâncime; b, peste 2 m adâncime ; 8, con de dejecție; 9, glacis coluvio-deluvial; 10, albie majoră; 11, albie canalizată; 12, curbe de nivel; 13, cote; 14; limita bazinului.

BIBLIOTECA UNIVERSITY LIBRARY

Informația culeasă a fost apoi trecută pe hartă, baza fiind dată de hărțile topografice. Deşi informația era aceeaşi, scara hărții a alterat serios calitatea observației geomorfologice, în special, în ce priveşte distribuția areală a proceselor investigate. De exemplu, dacă raportăm numai suprafața acoperită de alunecări de teren, pe harta geomorfologică în scara 1 : 5 000, suprafața afectată de aceste procese este de 1,22 km^2, pe când pe harta geomorfologică în scara 1 : 25 000, această suprafață este de 0,875 km^2.

Pe această bază putem evalua o eroare de apreciere de 30% (reprezentând raportul între cele două mărimi), datorită utilizării pentru cartografiere geomorfologică a hărților neadecvate. Şi formele torențiale (ogaşe, ravene) sunt mult mai dense pe harta în scara 1 : 5 000, deoarece pe harta în scară 1 : 25 000 formațiunile cu adâncimi sub 1 m nu mai pot fi reprezentate. Comparând cele două hărți în privința fragmentării reliefului rezultă, de asemenea, valori diferențiate, respectiv de 3,12 km/km^2 în scara 1 : 5 000 şi de 1,92 km/km^2 în scara 1 : 25 000. Eroarea calculată este în acest caz mai mare, de cca. 40%.

Datele pe care trebuie să le reprezinte hărțile se referă la: geomorfometrie (altimetrie, energie de relief, pante, expoziție ş.a.), procesele actuale în raport cu stadiul lor de activitate, depozitele superficiale şi alte date litologice, unele elemente de mediu care considerăm că pot explica situația geomorfologică ca, de exemplu, elemente de hidrologie (scurgere lichidă şi solidă, viituri şi inundații etc), de climă (îngheț - dezgheț, precipitații), de pedogeneză, neotectonică ş.a.

Evident, toate acestea se vor obține potrivit cu specificul regiunii studiate. Dacă pentru organizarea în spațiu a supravegherii reliefului, hărțile constituie instrumentul indispensabil, pentru supravegherea în timp se impune rezolvarea problemelor de postdicție şi predicție, deci, de cunoaştere a ratei proceselor, a tendinței lor de evoluție, a intervalului de recurență a unor procese ş.a.

În loc de concluzii să ne întoarcem la Jean Tricart (1962) şi Ioniță Ichim (1981) care au rezumat în puține cuvinte tot ce am încercat să argumentăm până acum:

„*Geomorfologia aplicată trebuie să adopte, după caz, o atitudine curativă, avansând soluții proprii de restabilire a echilibrului natural compromis, sau o atitudine preventivă, realizând prognoze asupra efectelor negative ale intervențiilor umane*" (Tricart, 1962, pag. 7).

„*...în realizarea oricărui program de amenajare şi utilizare a teritoriului, primul constituient al mediului natural asupra căruia se intervine este* ***relieful*** (...). *Dar relieful nu este o structură inertă ce poate fi caracterizată doar prin particularitățile geomorfometrice (înclinare, fragmentare, altitudine etc), aşa cum se ia în considerare în evaluarea condițiilor geomorfologice pentru multe din documentațiile de amenajare, ci presupune şi un ansamblu de procese morfodinamice prin care se asigură circuitul materiei sub formă de sedimente la suprafața scoarței terestre...*"(Ichim, 1981, pag.20).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

2. Hazardele naturale şi geomorfologia aplicată

Definiţii; terminologie; aspecte generale. Dezastre naturale. Hazarde naturale şi geomorfologia. Eroziunea solului ca hazard geomorfologic. Mişcările în masă ca hazard geomorfologic. Procese de ţărm ca hazarde geomorfologice. Procese fluviale ca hazarde geomorfologice.

2.1. Definiţii. Terminologie. Aspecte generale.

Creşterea aproape exponenţială a populaţiei a condus la o cerere puternică de resurse naturale, iar o evoluţie pe măsură a tehnologiei a permis omului să modifice peisajul geografic natural într-un peisaj cultural. Preţul plătit pentru ocuparea terenurilor marginale, chiar dacă este vorba de populaţiile cu ritm demografic mare ale ţărilor lumii a treia sau pentru furnizarea de hrană la standarde de viaţă ridicate în ţările dezvoltate, a fost o creştere neaşteptată a numărului de dezastre naturale (Aulitzky, 1974). In unele cazuri, omul a ocupat zone în care aveau loc în mod natural fenomene extreme, dar rare, ca de exemplu, în Bangladesh unde ciclonul din 1970 a făcut peste 200 000 de victime. În alte cazuri omul a modificat mediul dincolo de pragurile naturale şi natura s-a răzbunat.

Creşterea pierderilor umane şi materiale datorate unor fenomene extreme a dus la apariţia unei noi iniţiative ştiinţifice pe plan internaţional, şi anume, aceea de a se stabili tendinţa de evoluţie a acestor fenomene şi strategiile posibile de atenuare a lor. Concret, este vorba de numărul mare de victime din perioada 1960-1980 (de 3 milioane morţi) şi de pierderile materiale ce au impus deplasarea a peste 800 de milioane de persoane. In perioada 1960-1980 s-au înregistrat în medie 3,8 dezastre pe an. In 1995, 600 de catastrofe naturale au ucis peste 18 000 persoane şi au făcut pagube de cca 180 miliarde dolari. Tendinţa a rămas aceeaşi, culminând cu dezastrul din 26 decembrie 2004, provocat de valurile tsunami

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

asupra coastelor Indoneziei, Sri Lanka, Tailandei şi insulelor din Oceanul Indian şi care au făcut peste 280 000 de victime. Ţinându-se cont de creşterea apreciabilă a populaţiei în perioadele analizate, rezultă dimensiunea reală a efectelor fenomenelor naturale extreme.

Iniţiativa în sesizarea acestor fenomene globale a revenit Academiei Naţionale de Stiinţe a SUA, conceptul fiind propus de preşedintele acesteia, prof. Frank Press, membru de onoare şi al Academiei Române. Astfel, Adunarea Generală a ONU din 1 XII 1987 a adoptat rezoluţia nr. 42/169 care a declarat anii 1990-1999 "*Deceniul Internaţional pentru Reducerea Efectelor şi Dezastrelor Naturale*"(IDNDR). Rezultatul acestei acţiuni a fost o adevărată explozie de cercetări, studii, statistici, modele de evoluţie, preocupări de unificare a terminologiei ş.a.

Primele cercetări în domeniul hazardelor naturale au fost făcute de G. White între anii 1942 şi 1956. El şi studenţii lui au promulgat o paradigmă a cercetării care a implicat evaluarea riscului unui evenimen natural, identificarea posibilităţilor de a coopera cu hazardul, determinarea percepţiei oamenilor asupra evenimentelor extreme. El a mai concluzionat că deşi se cheltuiesc sume imense pentru îndiguiri, canalizări şi alte construcţii pentru protejarea populaţiei, pagubele sunt mult mai mari în urma inundaţiilor, pentru că populaţia se aşează în zonele considerate cu grad de risc ridicat.

Considerând cercetarea fundamentală a fenomenelor extreme predezastru ca prioritară pentru reducerea urmărilor negative ale dezastrelor asupra populaţiei, sub egida UNESCO şi a secretariatului IDNDR s-a elaborat un dicţionar de termeni cu scopul folosirii unui limbaj ştiinţific unitar, în vederea elaborării unor sinteze la nivel planetar. In acest dicţionar (1992) (cf. Grecu, 1997),

Hazardul natural este "*un eveniment ameninţător sau probabilitatea de apariţie într-o regiune şi într-o perioadă dată, a unui fenomen natural cu potenţial distructiv*". După DEX, hazard este "împrejurare sau concurs de împrejurări (favorabile sau nefavorabile) a căror cauză rămâne în general necunoscută; întâmplare neprevăzută, neaşteptată, soartă, destin".

Dezastrul natural, sinonim cu catastrofă este definit în dicţionarul IDNDR (1992) ca *"o gravă întrerupere a funcţionării unei societăţi, care cauzează pierderi umane, materiale şi de mediu, pe care societatea afectată nu le poate depăşi cu resursele proprii*".

Una dintre problemele care stau în atenţia specialiştilor este stabilirea limitelor de la care un hazard este un dezastru. Criteriile sunt în funcţie de scara la care se analizează fenomenele. De exemplu, un fenomen extrem este un dezastru pentru un anumit grup de indivizi, în timp ce pentru alţii el este înregistrat ca un fenomen ce poate fi depăşit prin resurse proprii. La fel se pune problema si la nivelul statelor. O investigare la nivel global asupra dezastrelor ne poate da o imagine asupra acestor fenomene, aşa cum vom vedea în secţiunea următoare.

BCU "ŞTEFAN LUPAŞ" LIBRARY

2.2. Dezastrele naturale

Dezastrele naturale sunt o apariție globală peste tot în lume. Chiar dacă ele pot avea un impact considerabil în țări precum Japonia, SUA, Franța sau Elveția, semnificația lor în țări precum Bangladeş, India, China, Guatemala, Columbia sau Mexic este de departe cu mult mai mare. Numărul de morți datorită dezastrelor naturale este concentrat în țările în curs de dezvoltare (numite şi țările Lumii a treia) şi reprezintă circa 95% din total. Pe baza unui studiu realizat de Alcanta-Ayala (2002) încercăm o analiză succintă a acestor fenomene extreme la nivel global (fig. 2.1 şi 2.2).

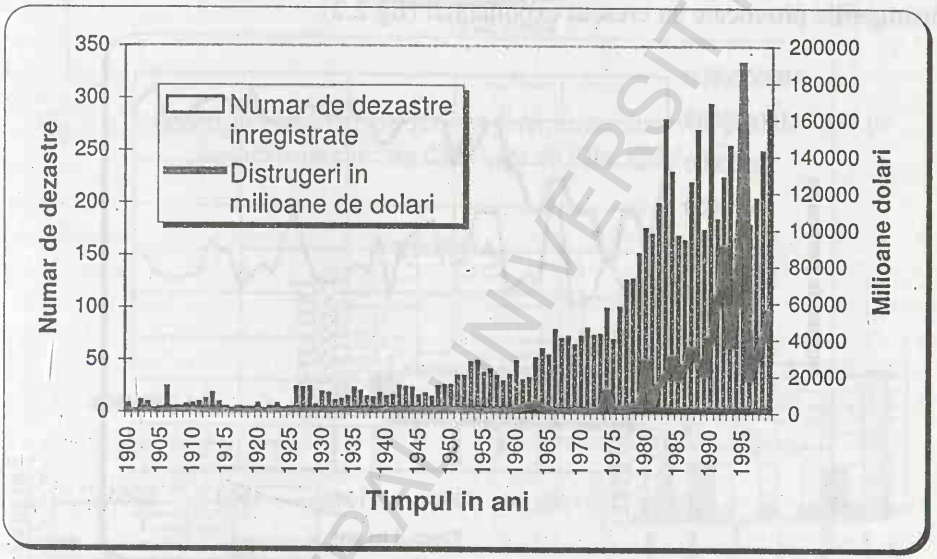


Fig. 2.1. Numărul de dezastre asociat cu distrugerile de la nivelul Globului între 1900 şi 1999 (Alcanta-Ayala, 2002).

Astfel, analiza frecvenței dezastrelor impune o perioadă îndelungată de observații, mai mare de 100 de ani. Tehnica de înregistrare a fenomenelor extreme, precum şi comunicarea rapidă a datelor prin massmedia, corelate cu explozia demografică, constituie factori ce contribuie la considerarea dezastrelor ca fenomene cu frecvență crescândă în perioada actuală. Cele mai discutate sunt cele legate de schimbări climatice globale, deşi dezastrele geomorfologice, hidrologice sunt destul de frecvente şi cu efecte mari. Înregistrările făcute în ultima sută de ani arată o creştere exponențială a numărului de dezastre naturale (fig. 2.1) şi care sunt în strânsă corelație cu valoarea pagubelor în milioane de dolari.

Multe din țările în curs de dezvoltare sunt localizate în areale predispuse la hazarde naturale. Vulcanismul este asociat cu zonele Cercului de Foc al Pacificului unde au loc 80% din totalul hazardelor. Multe țări latino-americane şi asiatice sunt localizate în aceste areale şi efectele vulcanismului şi riscurile

asociate asupra populației ce trăiește în apropiere sunt materializate în dezastre, precum catastrofa din Nevado del Ruiz în Columbia (21 800 de oameni uciși) sau cea amintită mai sus, tsunami din 26 decembrie 2004 din Oceanul Indian (peste 280 000 victime). Uraganul Katrina ce a avut loc la 31 august 2005 a afectat sudul SUA, a dus la inundarea a 80% din orașul New Orleans și a ucis aproape 10000 de oameni. Graficul din fig. 2.2 arată dinamica populației afectate de către dezastre pentru ultimii 50 de ani, din care rezultă și aici o tendință de creștere, chiar dacă s-a intervenit foarte puternic cu măsuri de prevenire; acestea din urmă se pare că au acționat ceva mai eficient, astfel că numărul de victime produse de dezastre s-a menținut aproximativ constant, deși numărul dezastrelor și distrugerile provocate au crescut exponențial (fig.2.2).

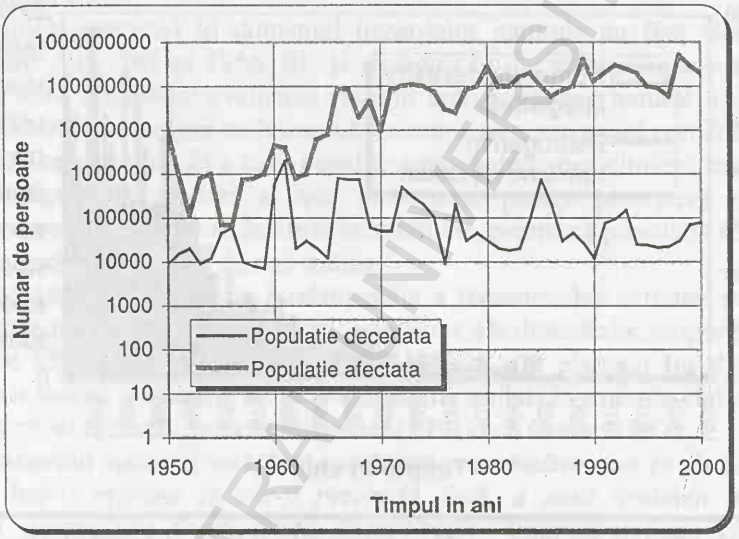


Fig. 2.2 Victimele dezastrelor naturale la nivel global între 1950 and 1999 (Alcanta-Ayala, 2002).

Asia și America Latină prezintă cea mai mare concentrație de inundații și riscuri asociate datorită uraganelor, cicloanelor, furtunilor tropicale, taifunurilor și musonilor (fig. 2.3). Ele sunt de asemenea regiunile cele mai susceptibile pentru cutremure. Distribuția spațială a dezastrelor naturale (fig. 2.4) arată o tendință clară de a se produce în țările în curs de dezvoltare.

În plus, impactul lor este reflectat de costul consecințelor pe care le-au avut în PNB (produsul național brut) și timpul necesar pentru recuperarea lui parțială sau totală. De exemplu, mai mult de 9 000 de oameni și-au pierdut viața și circa 11% (3,2 milioane oameni) din populația totală a Americii Centrale a fost afectată de consecințele uraganului Mitch. Impactul nu a fost uniform în toate țările. În Honduras pierderile au fost echivalente cu 80% din PNB din 1997, în timp ce acelea din Nicaragua de 49% din PNB. Pierderile totale ale întregii regiuni au fost estimate la 6 miliarde de dolari.

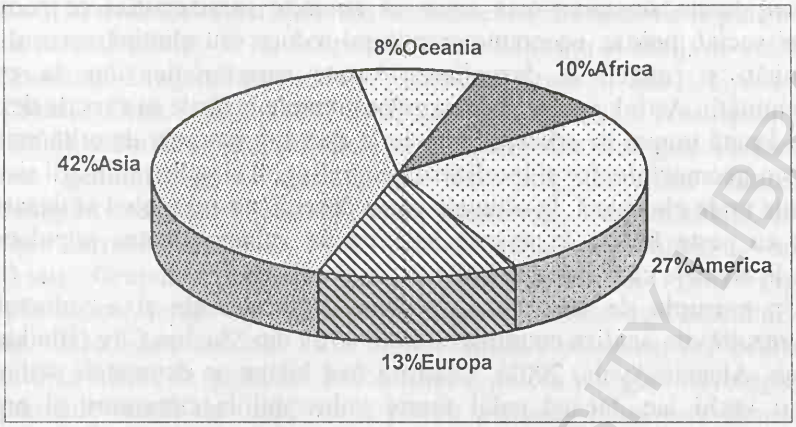


Fig. 2.3. Procentajul numărului de dezastre înregistrate din 1900 până în 1999 pe continente (prelucrare după baza de date: EM-DAT).

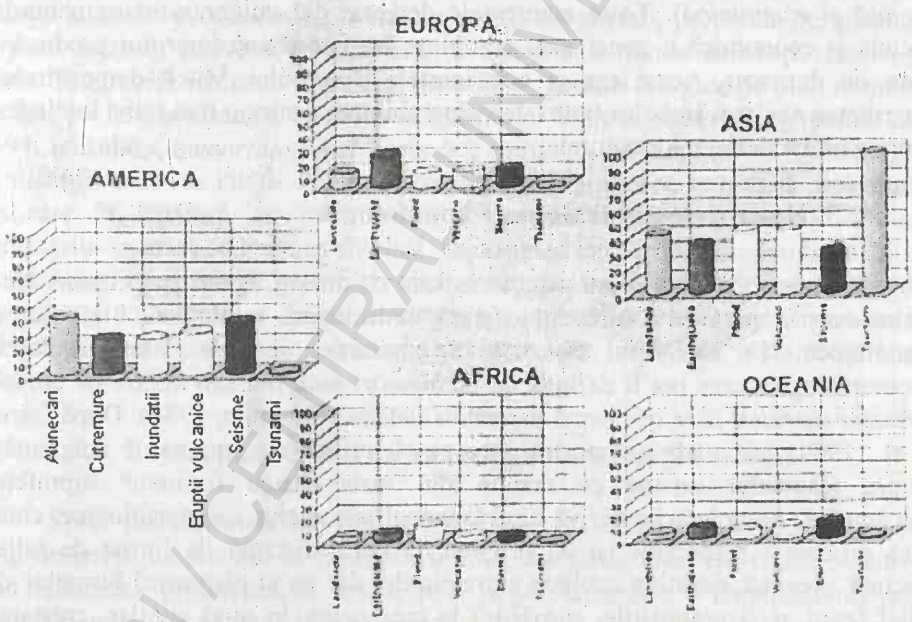


Fig. 2.4. Ocurența diferitelor tipuri de dezastre în regiuni ale Globului. Barele cilindrice arată procentajul pe tipuri de dezastre într-o regiune dată în relație cu valoarea globală (Alcanta-Ayala, 2002).

Cazul uraganului Mitch din America Centrală arată că chiar dacă susceptibilitatea acestor țări la dezastre naturale este mare datorită poziției geografice (nu în sens deterministic), rezultatele în legătură cu aspectele sociale, culturale, economice şi politice ale oricărei entități sociale joacă un rol mare, ca şi factorii de vulnerabilitate la dezastrele naturale. Deşi sărăcia şi dezastrele naturale

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sunt considerate sinonime este sigur că anumite caracteristici ce rezultă din sistemul social, politic, economic şi cultural reduce sau elimină accesul egal la oportunităţi şi, astfel, la dezvoltare. Aceste caracteristici duc la creşterea vulnerabilităţii. Astfel, ocurenţa dezastrelor naturale în ţările în curs de dezvoltare nu este legată numai de susceptibilitatea la dezastre naturale datorită condiţiilor geologico-geomorfologice şi localizării geografice, ci şi vulnerabilităţii sistemului economic unde ele există. În ultimele patru decenii, costul global al dezastrelor a crescut cu peste 800%, în strânsă legătură cu vulnerabilitatea populaţiei care trăieşte în arealele cu risc mare (Bălteanu et al., 2005).

Un exemplu de asociere a vulnerabilităţii naturale şi a vulnerabilităţii umane rezultă din analiza cutremurului din 1985 din Mexico City (Blaikie et al., 1994, cit. Alcanta-Ayala, 2002). Oraşul a fost înălţat pe depozitele sedimentare ale unui vechi lac, făcând solul foarte vulnerabil la cutremure şi procesele asociate precum lichefierea (toate acestea constituie *vulnerabilitate naturală*). Construcţia clădirilor în zonă a fost realizată folosind materiale de diverse tipuri şi calităţi şi în perioade diferite de timp. Densitatea mare a populaţiei, slujbe prost plătite şi sărăcia au contribuit la un standard de locuire sărac (*vulnerabilitate socială şi economică*). Toate elementele derivate din vulnerabilitatea naturală, socială şi economică a zonei s-au combinat în timpul cutremurului producând zone de dezastru. Acest caz şi consecinţele uraganului Mitch demonstrează necesitatea analizei ambelor tipuri de vulnerabilitate pentru o mai bună înţelegere şi prevenire a dezastrelor naturale.

2.3. Hazardele naturale şi geomorfologia

Termenul de hazard este adesea asociat cu diferiţi agenţi şi procese. Unii dintre aceştia sunt de natură atmosferică, hidrologică, geologică, biologică şi tehnologică. O categorie distinctă de hazarde naturale sunt hazardele geomorfologice care pot fi definite ca "*schimbări naturale sau induse de om ale formelor de relief care afectează sistemele umane*"(Schumm, 1988). După Gares et al. (1994) hazardele geomorfologice pot fi privite ca grupuri de ameninţări asupra resurselor umane ce rezultă din instabilitatea formelor suprafeţei Pământului. Ameninţările derivă din răspunsul proceselor geomorfologice, chiar dacă procesele respective îşi au originea la mare distanţă de forma de relief afectată. Această definiţie exclude cutremurele, dar nu şi răspunsul formelor de relief (cum ar fi prăbuşirile, surpările) la cutremure. În mod similar, creşterea nivelului mării, tsunami, inundaţiile, furtunile nu sunt hazarde geomorfologice, ele pot fi cel mult hazarde climatice sau hidrologice, în schimb, accelerarea abraziunii costiere, eroziunea laterală, colmatarea albiilor majore şi minore etc., sunt hazarde geomorfologice.

În România există preocupări numeroase privind aplicarea conceptelor de hazard natural, hazard geomorfologic şi noţiunele subsecvente de risc natural şi risc geomorfologic pentru evaluarea stării de senzitivitate a reliefului României. Cele mai numeroase lucrări au apărut odată cu deceniul '90, deceniul

internațional al dezastrelor naturale, dar unele preocupări notabile le putem cita şi înainte de aceasta (Coteț, 1978; Schreiber, 1980; Bălteanu et al., 1989 ; Bălteanu, 1992; Zăvoianu, Dragomirescu, 1994; Bălteanu, Apostol, 2001; Grecu, 1997, 2002 ; Cioacă, Dinu, 1997, 1998, 2001; Surdeanu, 1998; Voiculescu, 2002; Armaş, 2006). Abordarea problematicii hazardelor geomorfologice s-a făcut prin implicarea geomorfologiei aplicate şi aici pot fi citate contribuțiile geomorfologilor români în cadrul unor conferințe internaționale, precum, Conferința Carpato-Balcanică, 1998 (volum editat de Bălteanu, Ielenicz, Popescu) sau Grupul româno-italian de Geomorfologie, 2003 (volumul *Geomorphological sensitivity and system response*, editat de Castaldini et al., Camerino, Italia) sau articole în volumele *Riscuri şi catastrofe* (editate de Sorocovschi). Astfel se arată că o contribuție practică a geomorfologiei, atât pentru perioade scurte de timp, cât şi pentru perioade lungi este identificarea stabilității formelor de teren sau gradului lor de instabilitate si a situațiilor care pot fi tratate ca hazarde geomorfologice.

Cele mai des citate hazarde geomorfologice sunt: eroziunea solului, deplasările în masă, eroziunea fluvială, abraziunea țărmurilor. La acestea se adaugă laharele, procesele legate de deplasările de ghețari, procesele periglaciare ca *frost heaving* (elevația periglaciară), avalanşele, furtunile de nisip, tasările şi altele. Progresele realizate în studiul hazardelor geomorfologice pe plan mondial au fost pe larg prezentate în volumul special al Simpozionului Binghamton din 1994, intitulat *Geomorfologia şi hazardele natuale* (vol. 10), iar în România, în publicațiile mai sus citate. Pentru exemplificare, vom trece în revistă progresele realizate în legătură cu patru hazarde geomorfologice: eroziunea solului, deplasările în masă, eroziunea fluvială, abraziunea țărmurilor. Credem că analiza acestor tipuri de hazarde permite o evaluare globală a tuturor celorlalte tipuri de hazarde geomorfologice precum laharele, deplasările de ghețari, procesele periglaciare ca frost heaving (elevația periglaciară), furtuni de nisip, tasările şi altele.

2.3.1. Eroziunea solului ca hazard geomorfologic

Spre deosebire de alte dezastre naturale, nu există o pierdere directă de vieți omeneşti ca rezultat al eroziunii solului, dar fenomenul are efecte negative prin reducerea producției de hrană, prin larga răspândire a fenomenului, prin costurile mari pentru remedierea degradării solului. Anual, pe Glob, sunt scoase din circuitul agricol, prin activități agricole, cca 5 - 7 milioane ha, datorită eroziunii accelerate (Bul. WASWC, 1986), iar rata eroziunii terenurilor, ca urmare a influenței antropice a depăşit în multe regiuni rata regenerării solurilor. De exemplu, pentru condițiile climatului temperat, rata eroziunii solului este între 0.02 - 0.08 mm/an (Hadley et al., 1985).). Rezerva de sol fertil a Terrei este apreciată la 350 mld. tone din care anual sunt pierdute prin eroziune şi alte procese circa 2,32 mld. tone. În acest fel, în circa 150 de ani solurile se vor epuiza şi omenirea poate intra într-un colaps alimentar.

La nivelul teritoriului României, eroziunea în suprafață contribuie cu 54% la cantitatea totală de material erodat, iar eroziunea în adâncime şi alunecările cu 46% (Moțoc, 1984). În ultimii 10 ani s-a ajuns la o puternică degradare a solului până la praguri de deşertificare. În unele zone cota medie de pierdere a solului a ajuns la 40 tone/ha/an, în timp ce capacitatea de refacere a solului este de 2-6 tone/ha. Teritoriul Moldovei dintre Siret şi Prut este afectat de o eroziune puternică şi foarte puternică pe mai mult de 50% din suprafață al cărei efect se resimte imediat în diminuarea suprafețelor agricole.

Eroziunea solului prin intermediul apei este minimă în mediile naturale, dar este larg răspândită pe terenurile agricole unde impactul uman este mare. Predicția eroziunii solului este tradițional realizată cu ajutorul Ecuației Universale a Eroziunii Solului (USLE) (Wishmeier, Smith, 1978) care permite o estimare anuală a eroziunii solului, fără ca să poată aprecia şi efectele evenimentelor specifice.

Într-un recent volum privind starea erozională a solurilor la nivelul întregii Europe (editori Boardman, Poesen, 2006) se face o radiografie detaliată pe țări şi probleme majore din care am reținut că schimbările la nivelul utilizării terenurilor au avut efecte uneori mai mari asupra eroziunii solului decât schimbările climatice.

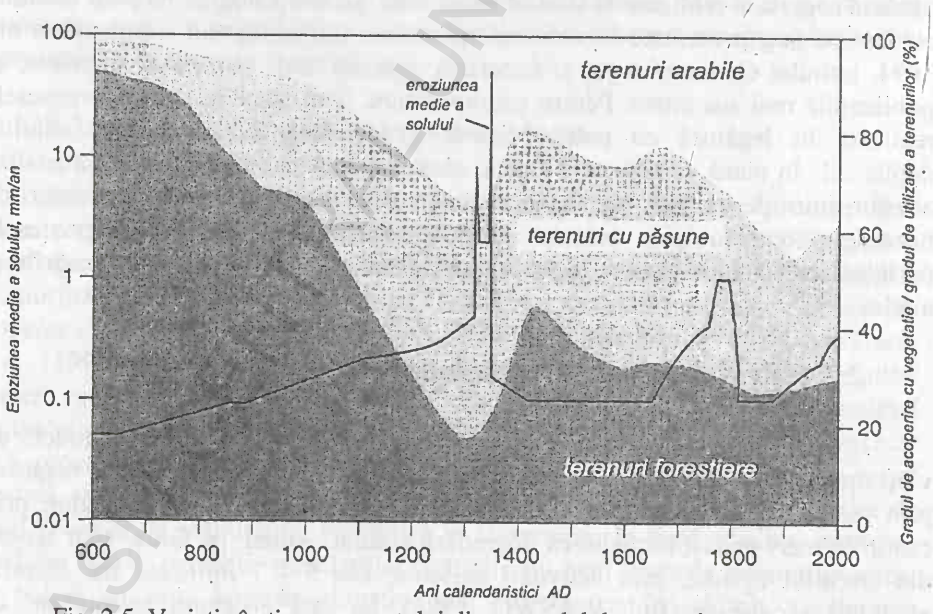


Fig. 2.5. Variația în timp a raportului dintre gradul de acoperire cu vegetație/gradul de utilizare a terenurilor şi eroziunea solului în Germania (fără Alpi)(Lang, Bork, 2006).

Expresia grafică fin fig. 2.5 este sugestivă. Aceasta a fost construită pe baza sintetizării informației pentru 2200 de situri din Germania, corelate cu diverse puncte ale Europei vestice în ce priveşte cronologia utilizării terenurilor, volumul de sol erodat, efectul unor fenomene climatice extreme etc. Maximum de

eroziune a solului a avut loc în momentul când terenurile forestiere au fost puternic defrişate pentru a fi înlocuite cu terenuri arabile şi păşuni în prima jumătate a secolului al XIV-lea – o perioadă când şi precipitaţiile atmosferice au atins valori extreme. O a doua perioadă de creştere a eroziunii solului, dar mai puţin pronunţată, s-a înregistrat în a doua jumătate a secolului al XVIII-lea, când au avut loc fenomene climatice şi hidrologice extreme. În România, fenomenul s-a intensificat după Tratatul de la Adrianopole (1829) când în Principate se legalizează comerţul cu lemn şi grâne. Cum ambele produse se cereau la export, se intensifică defrişarea pădurilor şi pe locul acestora apar terenuri agricole.

O componentă importantă a cercetării eroziunii solului a fost în ce măsură acest tip de proces devine un hazard geomorfologic? Există numeroase abordări pe acest subiect, dar există puţine reprezentări spaţiale bazate pe date de măsurători. Cele mai multe sunt deduse pe baza intensităţii precipitaţiilor sau alte variabile ce afectează eroziunea, ceea ce indică doar potenţialul pentru eroziune. Eroziunea actuală a fost cartată pe baza datelor de profil ale solului, dar interpolările între diferite areale limitează utilitatea acestor date în contextul hazardului. Acurateţa evaluărilor eroziunii solului creşte pe măsură ce suprafaţa evaluată diminuează în dimensiune, aceasta din cauza faptului că sunt luaţi în analiză un mare număr de factori.

Tabel 2.1. Intensitatea eroziunii terenurilor agricole (Review of Agricultural Policies, Romania, OECD, 2000).

	Sol pierdut (tone/ha/an)	Cantitatea medie de sol pierdut (tone/ha/an)	Suprafaţa afectată (% din suprafaţa agricolă)
Nesemnificativă	< 1	0,5	57,4
Slabă	2,8	5,0	30,0
Moderată	8,16	12,0	19,0
Puternică	16,30	23,0	18,0
Excesivă	30,45	37,5	26,0

În ce priveşte percepţia hazardului la nivelul individului afectat, fermierii sunt primii care au de suferit prin erodarea terenurilor. Un determinant important al percepţiei riscului este gradul în care fermierul are conştiinţa acestui hazard. De regulă, eroziunea solului se conştientizează ca un proces lent, cu distribuţie spaţială largă, deci şi o problematică difuză. Costurile pe termen scurt comparativ cu alte hazarde geomorfologice fac ca importanţa eroziunii solului ca hazard să fie mai puţin luată în considerare de cei care sunt afectaţi direct. Percepţia hazardului dictează în ultimă măsură dirijarea eforturilor de conservare şi ameliorare a terenurilor agricole. Fermierul nu consideră că trebuie să investească pentru a diminua un hazard a căror efecte se manifestă pe termen lung. De aceea, organismele guvernamentale sunt cele care au rol activ în acest domeniu, cum ar fi, de exemplu, Serviciul de Conservare a Solului în SUA sau Oficiile pentru Exploatare şi Îmbunătăţiri Funciare din România. În plus, pe lângă politicile de ameliorare de mare succes sunt şi acţiunile coercitive asupra fermierilor. Astfel,

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

s-au depus eforturi considerabile pentru a convinge fermierii de beneficiile economice prin adoptarea practicilor de conservare a solului, cum ar fi de exemplu, amenajarea de terasete sau stabilirea de perdele de protecție, utilizarea unor culturi agricole cu rol protector la impactul precipitațiilor torențiale, arături pe curba de nivel, rotirea culturilor etc.

În România, situația a devenit mult mai severă, mai ales în ultimii 17 ani prin schimbările majore în utilizarea terenurilor (schimbarea tipului de proprietate asupra terenurilor, fragmentarea exagerată a acestora – fig. 2.6, desființarea exploatațiilor de mari dimensiuni și predominanța exploatațiilor mici de tip țărănesc, cu agricultură de subzistență, degradarea calității terenurilor și implicit reducerea potențialului productiv al pământului). De exemplu, un efect nefast al Legii 18/1991, prin reconstituirea proprietăților pe vechile amplasamente, a fost creșterea numărului de parcele mici, de la 22 milioane parcele în 1940, la peste 48 milioane parcele în 2004 (Ambăruș, 2007).

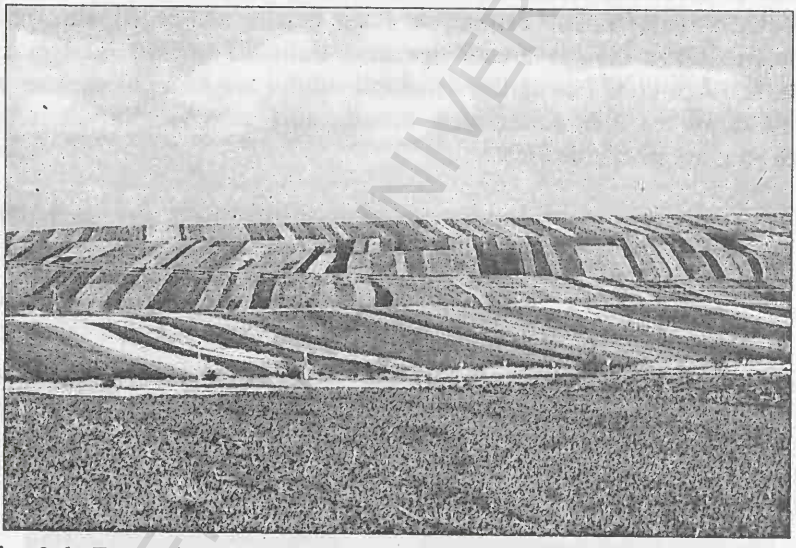


Fig. 2.6. Terenuri arabile fărâmițate prin schimbarea tipului de proprietate în Podișul Sucevei. De notat că majoritatea parcelelor sunt perpendiculare pe curba de nivel (foto N. Rădoane, aprilie 2007).

De asemenea, degradarea calității terenurilor a fost influențată și de impactul mult mai accentuat al unor fenomene extreme (secete, inundații etc.), având în vedere că majoritatea amenajărilor efectuate pentru combaterea acestora au fost distruse după 1990. Consecința acestor modificări se răsfrânge în intensitatea eroziunii pe terenurilor agricole.

În concluzie, eroziunea accelerată a solului este un fenomen de largă răspândire, iar deteriorarea productivității solului face să fie un hazard geomorfologic. Volumul cercetărilor în acest domeniu este enorm, deși majoritatea lor vine din țările dezvoltate ale zonei temperate. Realizarea de

modele de predicție mai bune pot îmbunătăți prognozele asupra eroziunii solului și pot sugera metode alternative de control al eroziunii.

2.3.2. Mișcările în masă ca hazard geomorfologic

La scară globală, cedarea versanților este responsabilă pentru un mic procentaj din suprafața versanților, deși este important, fiind că au loc pierderi de vieți și distrugeri ce rezultă din evenimentele catastrofice. În perioada 1947 – 1980, numai 29 din 1062 de evenimente catastrofice naturale cu peste 100 de morți și peste 100 persoane dispărute au fost provocate de alunecări de teren, deși numărul de morți era considerabil la momentul respectiv. Costul distrugerilor datorită acestor hazarde sunt impresionante, așa cum se exemplifică în tabelul 2.2. Evenimentele de magnitudine redusă sunt mult mai frecvente și mai larg răspândite. Alunecări de mici dimensiuni în spații geografice limitate pot avea un impact deosebit, cum a fost evenimentul de la Pătru Vodă, o alunecare situată pe versantul drept al văii Largu (afluent al Bistriței) (Ichim, Rădoane, Rădoane, 1996).

Tabel 2.2. Costurile distrugerilor create de alunecări de teren în unele zone din lume (în milioane de dolari) (Gares et al., 1994).

Localizarea	Anul	Costurile distrugerilor
San Jose, California	1968-1970	1,76
Zona golfului San Francisco	1968-1969	25,18
Los Angeles, California	1969	6,30
Los Angeles, California	1978	60+
Seattle, Washington	1971-1972	0,46
Allegheny Co. Pennsylvania	1974-1976	6,71
Hamilton Co. Ohio	1974-1976	17,44

Alunecarea s-a declanșat într-o primă fază în 1988 (23 iunie), când nu se prevesteau procese geomorfologice deosebite. După o perioadă de acumulare a factorilor de instabilitate a masei deluviale, în aprilie 1990 pragul geomorfologic sau factorul de siguranță *Fs* a fost depășit, iar în vara anului 1991 alunecarea a atins faza maximă și au fost cuprinse noi suprafețe din arealul împădurit.

La data efectuării studiului am prognozat că această alunecare - curgere nu este stabilizată și ea se va extinde și în anii următori, încât gospodăriile aflate în fața frontului alunecării necesită dezafectarea. Această susținere s-a confirmat în lunile iunie - iulie 1992, când masa deluvială s-a mișcat cu încă câțiva metri (viteza de deplasare înregistrată în zona frontală a fost de ordinul decimetrilor/zi, astfel că un număr de 5 gospodării au fost distruse). În prezent (aprilie 2007, fig. 2.7) alunecarea prezintă încă risc de deplasare, deși vegetația începe să acopere versantul afectat, începând cu partea bazală, corpul alunecării.

Un alt exemplu este alunecarea de teren cu o suprafață de peste 35 ha, ce s-a produs pe versantul stâng al văii Cuejdel (Rădoane, 2003) în mai multe etape,

BCU Iași - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

culminând cu cea din anul 1991, când s-a produs bararea albiei pârâului aproape de obârşie, favorizând acumularea apei. Procesul, în anumite sectoare, a fost foarte violent, în mişcare fiind antrenate pe lângă materiale deluviale, strate geologice şi copaci, încât grosimea depozitelor alunecate variază între 5 şi 25 m, chiar mai mari în zona barajului actualului lac. Barajul natural are o înălţime cuprinsă între 25 şi 30 m, iar în spatele lui s-a format un lac (suprafaţă = 12,2 ha, lungime = 1 km, lăţime maximă = 185 m, adancime maximă = 16,1 m), în multe privinţe prezentând asemănări cu Lacu Roşu de pe Valea Bicazului (fig. 2.8).

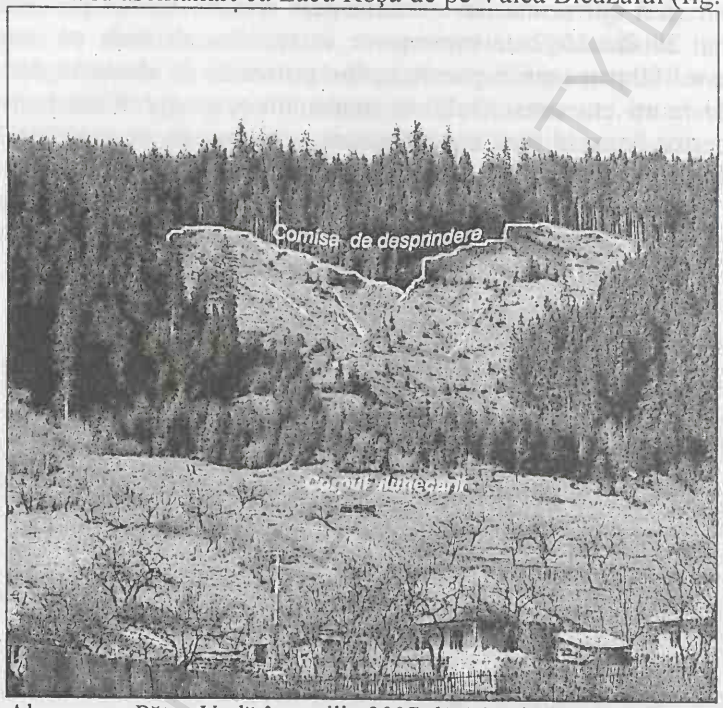


Fig. 2.7. Alunecarea Pătru Vodă în aprilie 2007, la 16 ani de la declanşare. Cornişa de desprindere este încă teren nud cu unele semne de dezvoltare a vegetaţiei forestiere. Corpul alunecării prezintă o dezvoltare mai avansată a vegetaţiei forestiere. La această dată un număr de case au rezistat, deşi fruntea alunecării este foarte aproape (foto N. Rădoane).

În termenii hazardelor, mişcările în masă variază de la magnitudini mici la magnitudini mari, au loc relativ frecvent şi sunt de scurtă durată, au viteze relativ mari şi sunt limitate din punct de vedere areal. Procesele de mişcare în masă implică interacţia forţelor de rezistenţă cu cea a forţelor de forfecare. Acestea sunt dificil de măsurat in situ, astfel că cercetările s-au concentrat asupra condiţiilor de declanşare potenţială a acestor procese.

O alternativă la aceste studii bazate pe procese este de a identifica potenţialul de alunecare a terenurilor prin cartografiere geomorfologică. Aceasta implică delimitarea arealelor cu aceeaşi vârstă a alunecărilor de teren, identificarea caracteristicilor geomorfologice ale versanţilor susceptibili la cedare

şi analiza proceselor geologice şi geomorfologice trecute care au afectat regiunea. Cartarea geomorfologică a hazardului alunecărilor implică o varietate de metode de analiză spaţială (Rădoane et al., 1996), incluzând cartografierea alunecărilor pe baza observaţiilor în teren sau pe aerofotografii, utilizarea GIS pentru a înregistra caracteristicile geomorfologice ale unei zone pe unităţi de grilă (Carrara et al., 1991) sau utilizarea unei liste descriptive de variabile implicate în cedarea versanţilor (Cooke, Doornkamp, 1990; Surdeanu, 1998).

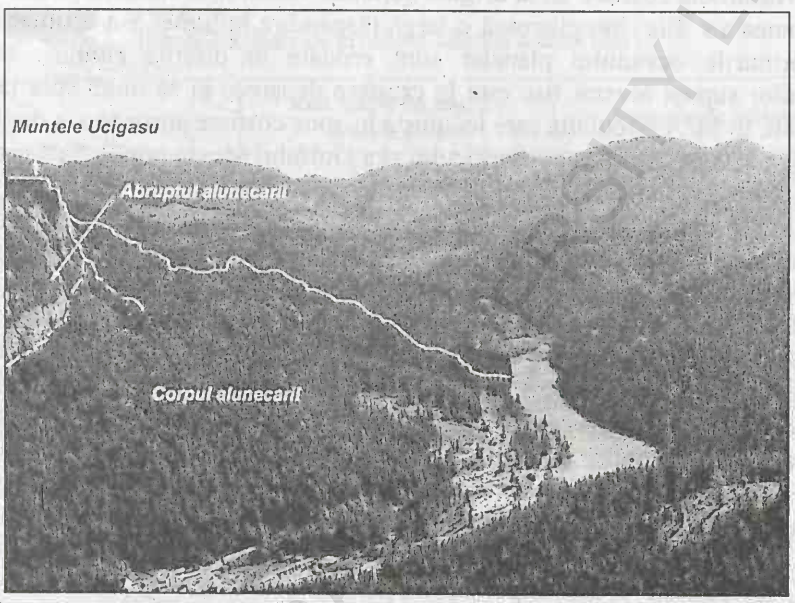


Fig. 2.8. Exemplu de hazard geomorfologic în cazul formării Lacului Roşu. Alunecarea unei părţi a Muntelui Ucigaşu în anul 1837 a blocat râul Bicaz şi a permis acumularea apei în spatele barajului natural. Sunt vizibile abruptul alunecării şi corpul de alunecare pe partea dreaptă a văii (foto N. Rădoane).

Odată ce zonele cu potenţial ridicat de alunecare sunt identificate, sunt avute în atenţie măsurile privitoare la hazard. Acestea includ controlul utilizării terenurilor, evacuarea populaţiei, intervenţii inginereşti pentru protejarea versanţilor supuşi hazardului. Din păcate, ocuparea umană a terenurilor în pantă continuă să fie urmată de cedarea versanţilor; exemplu relevant este versantul stâng al lacului Izvoru Muntelui. Odată cu amenajarea acestui mare lac de baraj, după 1958 s-au strămutat 2 291 gospodării şi un număr total de 18 760 locuitori. Aproximativ 13 200 din aceştia şi-au stabilit noile locuinţe pe versanţii văii şi în lungul unor afluenţi. Deplasarea vetrelor de sat pe versanţii văii Bistriţei s-a constituit, în multe cazuri, ca declanşator sau reactivor al alunecărilor. Acest fenomen de transmutare continuă parţial şi acum. Au fost sate care, în timp, şi-au schimbat vatra din nou. Într-o primă fază a strămutării, locuinţele au fost amplasate, în principal sub DN 15, respectiv, sub cota de 600 m altitudine absolută, iar acum, în a doua fază, majoritatea lor este amplasată între altitudinile

de 600-750 m. Mutarea caselor spre cumpăna de ape a dus la deschiderea de noi căi de comunicație, a unor edificii social-culturale, dar și la apariția de suprafețe arabile (Surdeanu, 1998).

2.3.3. Procese de țărm ca hazard geomorfologic

Hazardele costiere au la origine acțiunea vântului, a valurilor, inundațiile și abraziunea s.s. Ele înregistrează o largă răspândire în lume. S-a estimat că 95% din țărmurile oceanului planetar sunt erodate în diferite ritmuri. Numărul oamenilor supuși acestui risc este în creștere deoarece ei se mută spre țărm. De exemplu, în SUA populația care locuiește în zone costiere aproape s-a dublat între 1940 și 1980, iar pe coasta Atlanticului și a Golfului Mexic populația a crescut cu 150 % între 1945 și 1975.

Modificările țărmurile sunt rezultatul acțiunii valurilor și curenților. Cunoașterea teoretică a fenomenelor este bine înțeleasă. Dificultatea este traducerea acestei cunoașteri în ușurința de a predicta deplasarea sedimentelor ce rezultă în cadrul plajelor și a altor microforme de relief. Au fost propuse o serie de modele statistice și dinamice pentru a realiza asemenea prognoze, fiecare cu limitările ei. Ceea ce se petrece în prezent la țărmul Mării Negre a fost previzibil, dar efectele au depășit așteptările. Cercetările efectuate în ultimele decenii, fie în sectorul deltaic (Bondar și colab., 1973; Vespremeanu et al., 2004; Vespremeanu-Stroe, 2007; Duma, Sîmbotin, 1990; Panin et al., 1992; Gâștescu, 1995), fie pentru întregul țărm românesc (Șelariu, 1982; Spătaru, 1979; Iulian, 1988, 1990; Lazăr, 1988, 1990, Gâștescu, Driga, 2000; Ungureanu, 2003; Constantinescu, 2004), au relevat o modelare diferențiată a acestuia, funcție de intensitatea valurilor și de tipul țărmului. În zona deltaică există sectoare în care linia țărmului este staționară sau chiar avansează, aceasta fiind în corelație cu cantitățile de aluviuni aduse de Dunăre și felul cum sunt distribuite pe cele trei brațe. Astfel, la gura brațului Chilia au loc acumulări intense, ceea ce a dus la formarea unei delte secundare. La gura brațului Sulina, unde cantitățile de aluviuni sunt cele mai reduse, situația este staționară sau cu mici avansări, dar numai în zona de debușare. Și la gura brațului Sf. Gheorghe s-au format mici insule și bare de aluviuni. Fenomenul de retragere a țărmului este accentuat la valurile mari produse de vânturile de est și nord-est. Cele mai mari rate de retragere s-au înregistrat în sectorul de țărm jos (deltaic și de plajă). O analiză detaliată a proceselor de țărm ca hazarde geomorfologice și evaluarea riscurilor asupra zonelor costiere sunt discutate pe larg în cap. 7.

2.3.4. Procese fluviale ca hazarde geomorfologice

Hazardele fluviale implică atât inundațiile cât și eroziunea, deși numai aspectele erozionale pot fi considerate ca hazarde geomorfologice. Literatura geomorfologică și hidrologică abundă de informații privind problemele de inundații, dar există relativ puține informații asupra problemelor de eroziune

BCU IAȘI - CENTRUL DE ISTORIE LIBRARY

fluvială. Există în general o bună înțelegere a relației între debitul râului și geometria hidraulică a albiei râului, a legităților de transport al aluviunilor, a sistemelor de drenaj și tipurilor de albie (Ichim et al., 1989). Au fost studiate, de asemenea, condițiile de bază asociate eroziunii laterale care au constituit premizele realizării unui model de predicție a eroziunii malurilor. Cele mai multe modele privesc eroziunea albiilor în buclele de meandru, care reprezintă sectorul cel mai dinamic în migrarea albiilor.

Tabel. 2.3. Rate de eroziune laterală a unor râuri

Râul	Rata medie de migrare laterală (m/an)	Perioada de măsurare
Axe, MB	0,15 - 0,46	1974-76
Bollin-Dean, MB	0 - 0,9	1967-69
Cound, MB	0,64	1972-74
Crawfordsburn, Irlanda de Nord	0 - 0,5	1966-68
Exe, MB	0,6 - 1,2	1974-76
Mississippi, SUA	4,5	1945-62
Torrens, Australia	0,58	1960-63
Watts Branch, SUA	0,5 - 0,6	1955-57
Wisloka, Polonia	8 - 11	1970-72
Trotuș, Romania	0,46 - 31	1894-1974
Siret, România	0,05 - 27	1894-1974
Moldova, România	0,15 - 12	1894-1974

Eroziunea laterală nu afectează în proporție însemnată albiile râurilor din țările dezvoltate din cauza numeroaselor lucrări de stabilizare. Rata medie de eroziune pentru râurile cu maluri necoezive în domeniul climatului temperat poate atinge 10 m/an (tabel 2.3). În S.U.A. se apreciază că o treime din rețeaua de râuri are probleme severe de eroziune fluvială, mai mult de jumătate din aceste evenimente având loc la râurile din partea de nord-vest și sud-vest (US Department of Homeland Security, FEMA, 2003). Ratele sunt mai mari în zonele tropicale; râul Brahmaputra a migrat cu 200-400 m/an în 1975-1981. Aceste date permit o estimare a magnitudinii eroziunii laterale, dar ele oferă puține indicații asupra frecvenței eroziunii.

Identificarea porțiunilor vulnerabile în lungul unei albii de râu este realizată prin examinarea eroziunii în lungul râului în etape diferite de evoluție. Un studiu de această factură a fost realizat de Alina Popa-Burdulea (2007) asupra albiei râului Siret înainte de a fi modificată prin construirea de baraje. Pentru determinarea ratei eroziunii malurilor in cazul râului Siret, a fost luat în studiu cursul râului de pe teritoriul țării noastre, utilizând două generații de hărți topografice, din anii 1894 și 1973, la scara 1:50 000. Pe aceste hărți s-au efectuat măsuratori din 10 în 10 km (considerând ca punct de plecare secțiunea de intrare a râului în țară și până la confluența cu Dunărea), rezultând astfel 447 secțiuni. Astfel, s-a obținut că valorile ratei de eroziune laterală a malurilor concave, în perioada 1894 - 1973 (79 ani), variază în lungul Siretului intre 0,051 m/an (spre

dreapta), în apropiere de localitatea Zvoriştea şi 27,215 m/an (spre stânga), în avale de confluența Trotușului cu Siretul, valoarea medie fiind de 4,047 m/an.

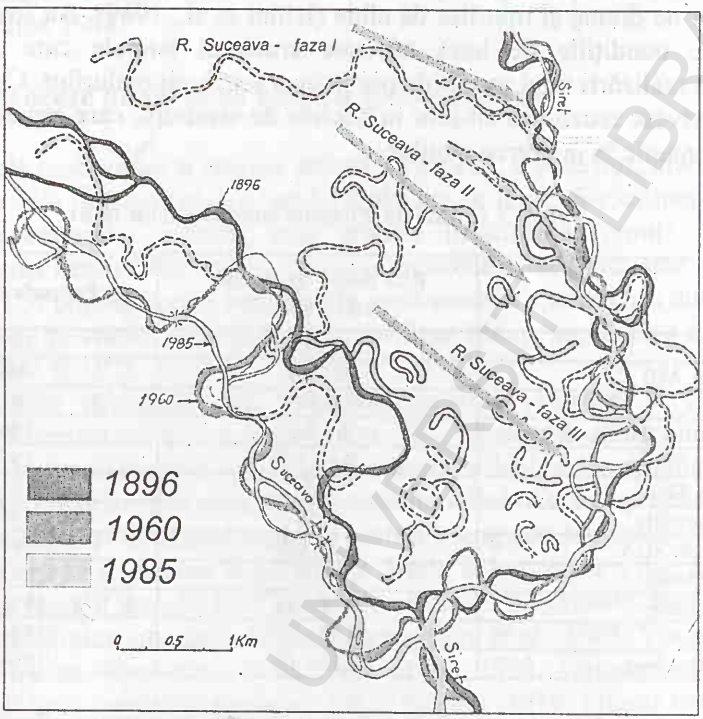


Fig. 2.9. Exemplu de hazard geomorfologic. Migrarea albiei râului Suceava de la nord spre sud în zona de confluență cu Siretul.

Aceeaşi metodă de lucru a aplicat şi Feier (2007) asupra albiei minore a râului Someşul Cald, unde cele mai vechi hărți folosite au fost din 1870.

Fenomenul se poate observa şi la râurile afluente Siretului, a căror zonă de confluență sunt adevărate sectoare de avulzie (schimbarea bruscă a traseului unei albii). Exemplul pe care l-am ales pentru ilustrare este cel al râului Suceava care a migrat de la nord spre sud în ultimele sute de ani (fig. 2.9). Extinderea lucrărilor de regularizare a râului Siret prin crearea de lacuri de acumulare în lungul său a limitat în mod semnificativ hazardele prin eroziunea malurilor. Din cele 12 lacuri de acumulare proiectate a se amenaja în lungul râului Siret, au fost date în exploatare 5, şi anume: Rogojeşti (V = 3,8 mil. m^3), Bucecea (V = 10 mil. m^3), Galbeni (V = 39,65 mil. m^3), Răcăciuni (V = 103,6 mil. m^3), Bereşti (V = 120 mil. m^3). Dar asupra rolului diferitelor structuri antropogene în dinamica reliefului vom discuta în altă secțiune a lucrării.

În concluzie, geomorfologii au oportunitatea de a demonstra natura hazardelor geomorfologice şi de a prezenta argumente pentru adoptarea celor mai bune strategii de management al terenurilor. Oamenii sunt o parte integrantă a peisajului geografic şi geomorfologii trebuie să includă acțiunile umane în modelele evoluției reliefului.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

3. Analiza hazardului alunecărilor

Asupra obiectivității aprecierii hazardului. Surse de informații pentru cunoașterea generală a regiunii de studiu al hazardului. Colectarea datelor. Fișele de inventariere și băncile de date. Metode de analiză. Cartografie directă. Hărți de inventariere. Hărți geomorfologice. Hărți ale construcțiilor liniare. Cartografie indirectă. Distribuția alunecărilor de teren cu ajutorul izoliniilor de hazard. Hărți de susceptibilitate a alunecărilor. Hărțile de susceptibilitate a alunecărilor realizate cu ajutorul programelor de calculator.

Poate că nici un alt proces geomorfologic nu este atât de omniprezent în conștiința umană așa cum sunt alunecările de teren prin numeroasele caracteristici aleatoare pe care le implică apariția și evoluția lor. Tocmai de aceea, termenul de hazard geomorfologic asociat alunecărilor de teren este cel mai des întâlnit, cel mai mult studiat și cu toate acestea, cel mai puțin cunoscut și cu cele mai puține șanse ca previziunile să fie veridice. Iată de ce am ales ca studiu de caz analiza alunecărilor de teren ca hazard geomorfologic, prilej de a face o trecere în revistă a progreselor făcute până acum și de a oferi suportul unei dezvoltări ulterioare a cunoașterii. Baza de pornire a acestei analize o reprezintă excelentul studiu al lui Hansen (1984), iar noi ne-am adus contribuția cu numeroase alte exemplificări și interpretări.

Structurarea unei astfel de abordări are în vedere următoarele elemente de reper: (i) nivelul de obiectivitate a evaluării hazardului; (ii)sursele de informații pentru cunoașterea generală a regiunii de studiu al hazardului; (iii)colectarea datelor; (iv) fișe de inventariere și baze de date; (v)metode de analiză.

BCU "BABEȘ-BOLYAI" UNIVERSITY LIBRARY

3.1. Asupra obiectivității aprecierii hazardului

Un proiect de evaluare a hazardelor geomorfologice precum alunecările de teren depinde de patru elemente de bază: 1) suprafața regiunii (localizarea generală, cu caracteristicele ei naturale şi de alte structuri); 2) disponibilitatea financiară; 3) timpul în care proiectul trebuie să fie realizat şi disponibilitatea forței de muncă; 4) accesibilitatea regiunii pentru transportul personalului şi echipamentului.

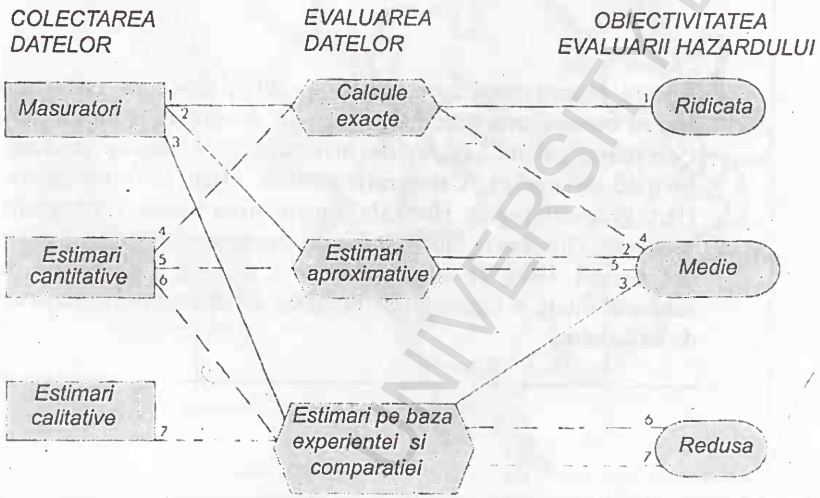


Fig. 3.1. Obiectivitatea evaluării unui hazard (Kienholz, 1978).

Pentru aprecierea hazardelor sunt consacrate trei modalități de bază, şi anume: a) *metoda istorică* prin care se folosesc toate datele de observații şi măsurători, insistându-se asupra analizei frecvenței, mărimii şi ratei de manifestare a fenomenului; b) *analiza geomorfologică* pe baza evidenței în teren (cartografiere); c) *experimentări şi calcule* care pot conduce la obținerea de informații cantitative suplimentare despre procesul responsabil pentru un eveniment de hazard.

Evaluarea completă a oricărui hazard necesită utilizarea a mai mult decât a unei singure metode, de preferabil toate trei; oricum, elementul subiectiv va rămâne în evaluare şi va depinde de experiența cercetătorului (Keinholz, 1978). Obiectivitatea aprecierii unui hazard poate fi mare, moderată sau mică, depinzând de colectarea şi evaluarea datelor (fig. 3.1). În această figură sunt prezentate şapte nivele de procesare a datelor care structurează obiectivitatea evaluării unui hazard astfel: *un nivel de estimare calitativ* (se face, de regulă, pe baza a ceea ce se cheamă bunul simț în cercetare). Aici nu poate fi vorba de rigurozitate, astfel că obiectivitatea evaluării este mică ; *un nivel cantitativ*, fără însă a recurge la calcule, doar pe baza unor estimări sumare, în acest caz obiectivitatea evaluării este considerată intermediară ; *un nivel bazat pe măsurători riguroase şi calcule*

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

exacte, este nivelul de înaltă obiectivitate a evaluării. Având această schemă stabilită de la început, putem să apreciem calitatea actului de evaluare a hazardului şi de aici se pot deriva tipurile şi calitatea măsurilor pentru prevenirea sau înlăturarea efectelor hazardului respectiv.

3.2. Surse de informaţii pentru cunoaşterea generală a regiunii de studiu al hazardului

Primul pas în elaborarea oricărui hazard include o perioadă de familiarizare cu necesităţile proiectului şi cu regiunea luată în studiu. Pentru aceasta se asimilează o serie de date dintr-o varietate de surse. Există cinci surse de bază pentru informare.

a)*Literatura de specialitate*. Primele date de intrare în analiza hazardului este colectarea şi asimilarea rapoartelor publicate, înregistrări şi articole ştiinţifice care se referă la zona de interes. De exemplu, informaţii privind climatul, geologia, hidrogeologia pot fi colectate prin acest mod. Alte surse potenţiale sunt datele istorice şi cronicile, articolele din presă, informările companiilor de asigurări şi rapoarte de construcţii. Informaţii utile pot fi obţinute prin contactarea şi intervieverea populaţiei şi oficialităţilor locale.

b)*Hărţile existente.* O parte importantă a analizei hazardului implică delimitarea zonelor de pericol, precum şi gradul de risc; de aceea hărţile sunt o sursă importantă de date. Hărţile topografice şi hărţile geologice vor permite delimitarea spaţială de bază a regiunii de studiu. Hărţi speciale precum cele hidrogeologice sau hărţile depozitelor de suprafaţă pot fi de mare ajutor. De asemenea, pentru multe regiuni există publicate hărţi geomorfologice, hărţi ale solurilor, ale vegetaţie etc, care oferă informaţii importante pentru evaluarea hazardului geomorfologic.

c)*Aerofotograme, ortofotoplanuri.* In multe zone s-au realizat aerofotograme care oferă o sursă primară pentru analiza alunecărilor. Pentru cartarea directă a alunecărilor, fotografiile aeriene se dovedesc a fi cele mai importante pentru obţinerea surselor primare de date. Suprapunând perechi de aerofotograme şi interpretarea atentă a imaginilor stereoscopice rezultate este adesea cea mai importantă metodă de obţinere a datelor privind stabilitatea versanţilor, în afară de cartografierea propriu-zisă în teren.

d)*Cercetările de teren.* Odată ce au fost recunoscute perimetrele şi schiţate cauzele alunecărilor potenţiale, trebuie să fie determinat hazardul actual. Aceasta va necesita cercetarea zonei pe teren; timpul de lucru în teren este mult mai costisitor decât analiza preparatorie a datelor în laborator, astfel că programele de colectare a datelor în teren trebuie să fie optimizate, astfel încât să se obţină cele mai relevante informaţii într-un număr minim de zile per om.

e)*Eşantionarea şi testarea în laborator.* Tehnicile de testare pentru instrumentarea alunecărilor şi determinarea proprietăţilor geotehnice sunt extrem de costisitoare şi consumatoare de timp, deşi ele contribuie mult la îmbunătăţirea obiectivităţii analizei. Aceste teste se referă la determinarea proprietăţilor

granulometrice, mineralogice ale deluviilor şi rocii in situ, teste de compresiune, forfecare, rezistenţă care sunt tratate în detaliu în Băncilă et al (1980).

3.3. Colectarea datelor

Calitatea evaluării hazardului este îmbunătăţită prin folosirea a mai mult decât o metodă de colectare a datelor, ca şi prin folosirea de mai mulţi parametri (factori de control). Multe dintre metodele de evaluare a hazardului mişcărilor în masă care au fost propuse până acum au folosit o combinaţie de parametri din lista redată în fig. 3.2. Parametrii pot fi calitativi, cu determinarea hazardului depinzând de grupe de factori, sau cantitativi, cu elaborarea de hărţi-factori folosind valori pe scară ordinală sau a intervalului.

Metodele de evaluare a hazardelor operează, de regulă, prin combinarea mai multor factori de control care sunt analizaţi sub aspectul variabilităţii lor spaţiale, utilizându-se prezentarea cartografică. Unităţile de eşantionare ideale pentru factorii environmentali sunt *unităţile geomorfologice* în care intercorelaţia dintre rocă, formă şi proces acţionează într-o direcţie comună ce se reflectă în limitele unităţii geomorfologice respective (Carrara et al., 1991). Unităţile geomorfologice au fost folosite cu succes în multe evaluări ale hazardului prin suprapunerea celor şapte hărţi-factori (fig. 3.2.). Numărul de combinări posibile ale variabilelor care pot fi produse prin suprapunerea unui set de hărţi-factori va fi egal cu produsul numărului de variabile de pe fiecare hartă. Datele de pe unităţile geo-omogene pot fi simplificate în mai multe moduri (fig. 3.2) pentru a permite codificarea, stocarea, analiza şi obţinerea hărţii finale.

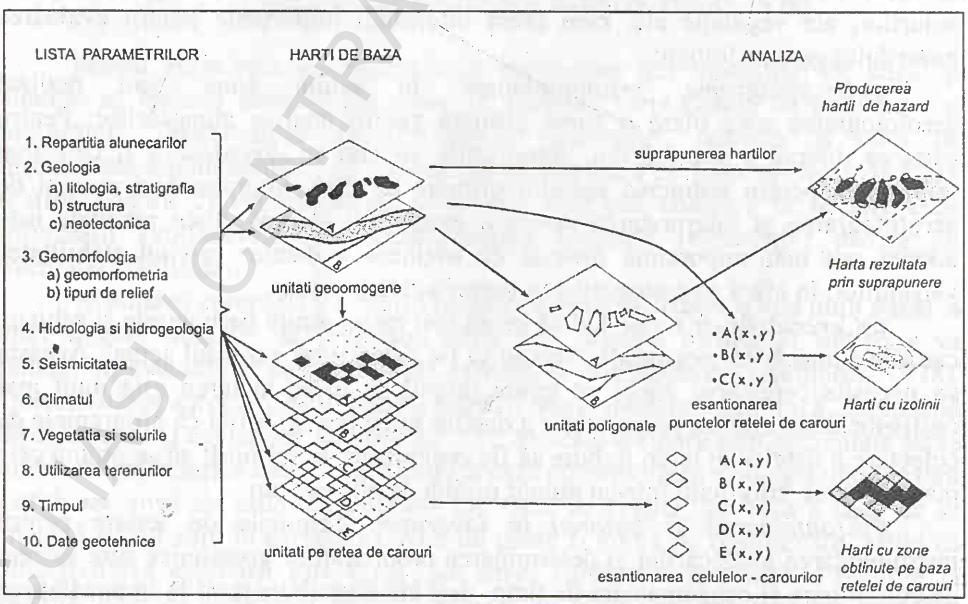


Fig. 3.2. Moduri de colectare a datelor, prezentare şi analiză (Hansen, 1984).

BCU IAŞI CENTRALA DIGITALIZARE

Al doilea mod de simplificare a datelor originale este prin folosirea *unităților de eşantionare geometrice* (Rădoane et al., 1995; Grecu, 2002) care are mai multe avantaje. În primul rând, hărțile factor au diviziuni spațiale comune, problema variabilității limitelor parametrilor nu mai există. În al doilea rând, metodologia de lucru devine mult mai rapidă; calculatoarele pot determina care poligon conține un punct dat, pot grupa factorii sau sumele numerice şi poate face rapid clasificările finale ale hazardului. Problema este în ce priveşte dimensiunea unității de carou sau celulă; cu cât aceasta este mai mică, cu atât acuratețea hărții rezultate este mai mare, dar cu atât creşte timpul de realizare a unei hărți. Astfel că beneficiile unei rețele de caroiaje foarte reduse nu va extinde limitele acurateței dincolo de datele originale.

3.4. Fişele de inventariere şi băncile de date

Deşi schemele de investigare a alunecărilor sunt diverse, din cauza complexității problemei, s-a încercat o standardizare a programelor de înregistrare regională sau națională a alunecărilor. Colectarea datelor şi realizarea băncii de date este mult facilitată prin folosirea fişelor de inventariere. Principalul avantaj al folosirii fişelor de inventariere este că poate fi sistematic examinat fiecare parametru ce influențează alunecările de teren.

Programele de colectare a datelor sunt în operație în multe zone ale lumii cu probleme de instabilitate a versanților. Unul din primele programe de înregistrări sistematice ale alunecărilor s-a derulat în fosta Cehoslovacie în perioada 1962-1963. Au fost investigate peste 12 000 de perimetre cu alunecări de teren şi localizate pe hărți în scara 1: 25 000.

O formă de fişă de inventariere a alunecărilor a fost extensiv folosită de Carrara et al. (1976) pentru programul de cartare a alunecărilor din Italia, din care reproducem o primă versiune în fig. 3.3. Datele rezultate au fost introduse în calculator şi pregătite pentru analiză statistică şi obținerea hărților de hazard.

Kienholz (1978) a folosit o fişă de inventariere în studiul hazardelor naturale din zona Grindelwald, Elveția. Fişa listează parametrii care sunt importanți pentru stabilitatea versanților. Aceştia includ tipul de alunecare (încete sau rapide, superficiale sau profunde), roca in situ (litologie şi structură), depozitele de versant, unghiul de pantă, hidrologia, morfologia şi vegetația.

Determinarea hazardului este făcută prin referire la o fişă de inventariere auxiliară care înregistrează tipul de alunecare şi tendința de instabilitate față de categoria de pericol la care un obiectiv poate fi expus. Deşi este mai puțin detaliată decât fişa lui Carrara et al (1976), fişa lui Keinholz este mult mai uşor de folosit, mai rapidă; pe de altă parte, ea a fost criticată pentru faptul că se bazează pe foarte multe evaluări calitative.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

INVENTARIEREA SI ANALIZA STATISTICA A ALUNECARILOR

Fisa 229 | MB | Data 20/4, 74

Numele LATTARICO

Orasul | Bazinul hidrografic

Alunecare de teren x
Zona de alunecari
Eroziune fluviala
Zona erozionala

GENERAL

FORMATIUNI

sol pe

x gr ~ l cios; on t

osime

P a 1-2

OS R

Sfe

0 0 A

c

b

a

grosime

LITHOLOGY

MONOLITOLOGIC

a b c
x solid
partial solid
afanat
x coeziv

S P L C

LITOLOGIE ALTERNATA

a
b
c

STRUCTURA

INCLINAREA STRATELOR

	avale	amonte	obic	VERT.	ORIZ.
x STRATIFICARE					
x FRACTURI	b				
x FALII	b			x	

CONDITIILE ROCII

a b c x proasp. | a b c x meteorizata | a b c diaclazata

DISTRUGERI

- oras, sat etc (numar de.....)
- x case de tara (nr.....)
- x drumun principale
- drumuri de tara
- cai ferate
- x apeducte
- poduri - viaducte
- x pereti de protectie si alte structuri similare

implicatii social - economice mari

MORFOL. VERS.

VERSANT UNIFORM

unghiul versant 15°

VERSANT NEUNIFORM

rectiliniu
concav
convex

terasele
masuroale

nat.
art.

EXPOZITIA

N

VEGETATIA

- nud
- semanat
- iarba
- altele
- pasune
- arbusti

TAIERE
INCENDIERE
ALTELE

- vie
- x "tree with sand"
- livada
- stejaris
- tufisuri
- padure
- nuci
- pin
- maslini
- altele
- fag
- altele

EROZIUNEA

TIPUL DE EROZIUNE

- TIP DE EROZIUNE
  - eroziune in suprafata
  - eroziune liniara
  - badlands
  - nise de eroziune
- daca este in legatura cu alunecarile
- EROZIUNEA FLUVIALA
  - eroziune laterala
  - adancire

FORMA

- circulara
- parabolica
- elongata
- altele

INALTIMEA

UNGHIUL DE PANTA

SUPRAFATA DE TEREN

de la	0	la	5000
de la	5000	la	10 000
de la	10 000	la	25 000
de la	25000	la	50 00°
de la	50 000	la	100 000
peste	100 000		

TIPUL DE HARTA

STADIU EV.

- initial
- matur
- d

CAUZE

- litologie
- climat - expozitie
- morfologie
- panta
- structuri
- despaduriri
- cultivare
- alunecari

MASURI CORECTIVE

DA ☐ NU ☐

- canale indiguite
- baraje
- santuri de drenaj
- despaduriri
- deionaje
- terasari

(a)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

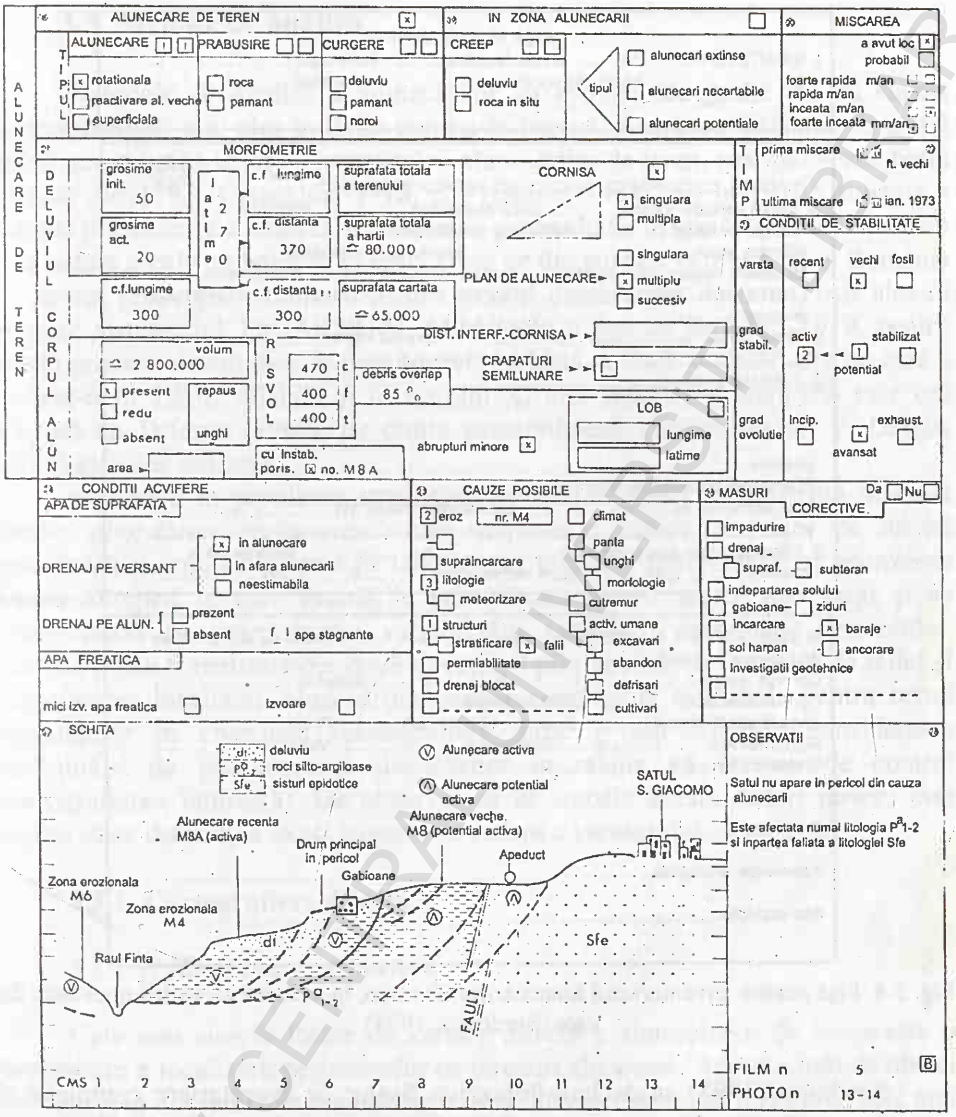
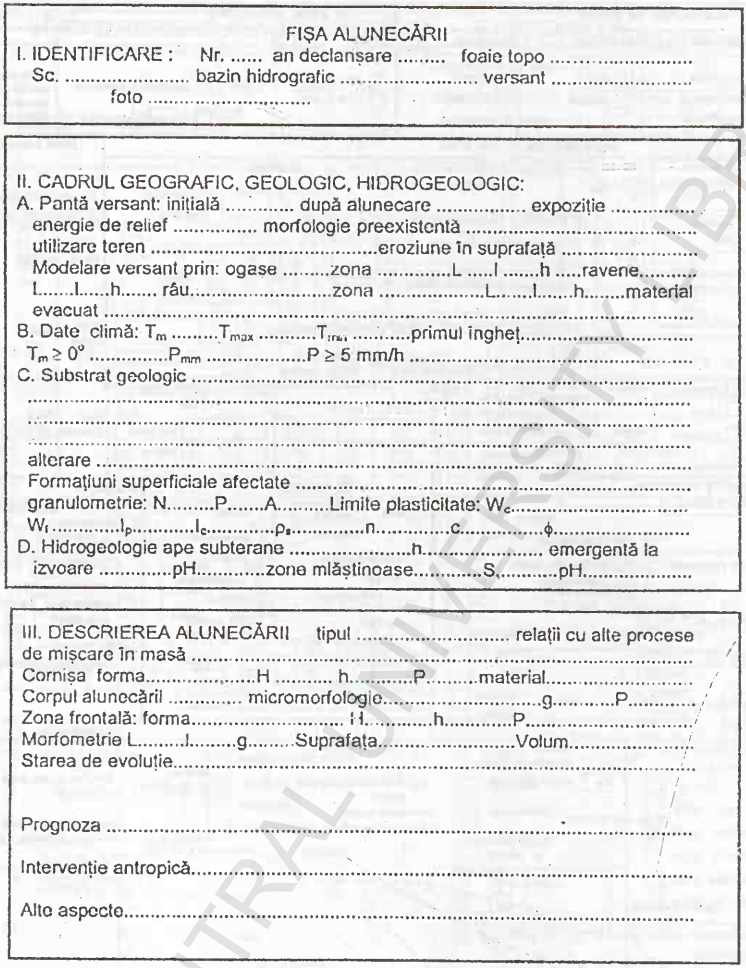


Fig. 3.3. Fişa de inventariere a alunecărilor folosită de Carrara et al (1976).

BCU IASI / CENTRALA UNIVERSITARA



FIŞA ALUNECĂRII

I. IDENTIFICARE : Nr. ..... an declanşare ..... foaie topo .....
Sc. ..... bazin hidrografic ..... versant .....
foto .....

II. CADRUL GEOGRAFIC, GEOLOGIC, HIDROGEOLOGIC:
A. Pantă versant: inițială ..... după alunecare ..... expoziție .....
energie de relief ..... morfologie preexistentă .....
utilizare teren .....eroziune în suprafață .....
Modelare versant prin: ogase .....zona .....L .....l .....h .....ravene.....
l.....l.....h..... râu.....zona .....L.....l.....h.....material
evacuat .....
B. Date climă: T_m .....T_{max} .....T_{min} .....primul îngheț.....
$T_m \geq 0^o$ .....P_{mm} .....$P \geq 5$ mm/h .....
C. Substrat geologic .....
.....
.....
.....
alterare .....
Formațiuni superficiale afectate .....
granulometrie: N.....P.....A.....Limite plasticitate: W_c.....
W_i .....I_p.....I_c.....ρ_s.....n.....c.....ϕ.....
D. Hidrogeologie ape subterane .....h..... emergentă la
izvoare .....pH.....zone mlăştinoase.....S.....pH.....

III. DESCRIEREA ALUNECĂRII tipul ..... relații cu alte procese
de mişcare în masă .....
Cornişa forma.....H ..... h.....P.....material.....
Corpul alunecării ..... micromorfologie.....g.....P.....
Zona frontală: forma..... H.....h.....P.....
Morfometrie L.....l.....g.....Suprafața.....Volum.....
Starea de evoluție.....

Prognoza .....

Intervenție antropică.....

Alte aspecte.....

Fig. 3.4. Fişă pentru inventarierea alunecărilor de teren, în vederea alcătuirii unei baze de date (Surdeanu, 1998).

Surdeanu (1998) se declară împotriva fişelor de inventariere complexe şi greu de manipulat. El propune o fişă uşor de completat (fig. 3.4) şi care corespunde cerinţelor practice. Ea pune la dispoziţia proiectanţilor date morfometrice şi morfologice suficiente asupra întregului versant, dar şi a procesului însuşi, ca şi asupra legăturii dintre alunecări şi celelalte procese denudaţionale, care pot concura la extinderea daunelor. Fişa de inventariere va fi însoţită, ca de altfel toate fişele dintr-o zonă, de o schiţă de hartă, unde se va arăta poziţia spaţială a alunecărilor luate în studiu.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.5. Metode de analiză

Metodele de analiză a alunecărilor au evoluat, de multe ori cu suport guvernamental, mai ales în țările expuse la hazard. Regiunea Calabria, în sudul Italiei, are o lungă istorie a înregistrării alunecărilor de teren, cea mai veche hartă datează din 1783 (Cotecchia, 1978, cit. Hansen, 1984), iar în 1910, Almagia a realizat prima hartă a alunecărilor de teren pentru Italia în scară 1/500000, pe care sunt redate areale cu hazarde în cinci clase de dimensiuni şi tipuri. Şi în România au existat preocupării timpurii pentru studiul deplasărilor de teren, mai ales în priveşte sistematica lor. Astfel, V. Mihăilescu a propus încă din 1939, pentru aceste procese denumirea de pornituri şi, totodată, a făcut o clasificare pe care a revăzut-o în 1946, valabilă şi în prezent. O altă clasificare completă este cea propusă de Tufescu (1969), iar dintre geotehnicieni, clasificarea lui V. Dragoş (1957) este des utilizată.

Interesele în problema stabilității versanților poate fi împărțită în două nivele: *abordarea inginerească* care impune o intrare de date de natură geotehnică şi implică testarea de laborator şi in situ a materialelor; şi *abordarea geomorfologică* în care evaluările sunt făcute pentru areale mai largi şi se concentrează pe determinarea variabilității spațiale a stabilității versantului. Aceasta poate fi realizată din două direcții: i) prin analizarea formelor de relief şi identificarea localizării alunecărilor pentru a extrapola evaluările pentru restul suprafețelor în chestiune (cartografiere directă); sau ii) prin considerarea posibilității de producere a alunecărilor în relație cu factorii de control (cartografierea indirectă). De observat că în ambele aceste cazuri rareori este posibil să se determine exact punctul de cedare a versantului.

3.5.1. Cartografiere directă

3.5.1.1. *Hărțile de inventariere.*

Cele mai simple forme de cartare directă a alunecărilor de teren este o înregistrare a localizării perimetrelor cu terenuri alunecate. Acestea sunt de obicei obținute prin interpretarea aerofotogramelor sau cercetărilor în teren şi în cele mai multe cazuri ele formează baza pentru studiu detaliat a stabilității versanților dincolo de limitele prezentelor cornişe.

Hărțile de inventariere a alunecărilor de teren înregistrează arealele cu alunecări de teren şi o serie de informații pentru fiecare perimetru: de litologie, morfometrie, utilizarea terenurilor, aprecieri asupra riscului de a afecta un obiectiv social-economic sau de altă natură. Exemple de asemenea hărți sunt citate din literatură, dar şi din experiența proprie.

Una dintre cele mai sistematice înregistrări ale suprafețelor cu alunecări de teren a fost realizată în fosta Cehoslovacie în perioada 1962-1963, când s-au cartat alunecările pe planuri în scara 1:12 000, pe baza căreia s-a asamblat harta alunecărilor de teren în scara 1:1 000 000. Harta prezintă localizarea suprafețelor

cu alunecări de teren, împărțite în alunecări produse datorită cauzelor naturale și dislocărilor de teren datorate mineritului și carierelor, totul pe o bază cu date de litologie, tectonică, vârstă.

O înregistrare oarecum asemănătoare a fost realizată și în România cu ocazia programului național de cartare geologică a teritoriului țării și realizarea hărților în scară 1:200 000 (1968); acestea prezintă, cu areal și semn distinct, perimetrele cu alunecări de teren, fără a se face alte referiri asupra tipologiei alunecărilor.

Studiul realizat de Rădoane et al. (1995) asupra alunecărilor de teren din aria teritoriului Neamț este un bun exemplu pe care îl vom urmări în detaliu; autorii au realizat o inventariere a 957 perimetre cu alunecări de teren pentru teritoriul județului Neamț (cu o suprafață totală de 5.896 km^2), centralizate într-un tabel conform exemplului din tabelul 3.1.

Tabel 3.1. Date asupra alunecărilor de teren de pe teritoriul județului Neamț (Rădoane et al., 1995).

Nr. perim. alunec.	Nomencl. foii topografice	Suprafața perimetr. alunec.	Litologia	Expoz vers.	Lung. versant.	Energia vers.	Panta vers.	Utiliz. teren. alun.	Structura antropogena afectată
1	L-35-28-B-c	46,9	Str. de Babșa	5	900	310	33,5	Pășuni, fânețe	-
2	„	44,4	Str. Sinaia	5	500	450	33,3	„	Locuințe din com. Sabasa
3	„	38,7	„	7	500	400	42,1	„	„
4	„	40,6	„	6	700	320	29,0	„	Șosea națională
5	L-35-28-D-c	135,6	„	2	900	320	32,0	„	Locuințe din sat Soci
6	„	25,0	„	6	750	370	37,0	„	Viitorul lac Borca
7	„	23,1	„	3	500	280	35,0	„	Locuințe sat Stejaru
8	„	16,9	„	7	250	250	83,3	„	„
9	„	33,7	Str. Babșa	1	750	280	32,9	„	-
10	L-35-28-B-d	14,4	„	4	350	150	40,0	„	-

Datele din tabelul 3.1 au stat la baza prelucrării statistice și apoi la realizarea de hărți cu distribuția areală a fiecărui factor considerat în aria județului Neamț. Prelucrările statistice au vizat modul cum alunecările de teren se distribuie funcție de grupele litologice, de utilizarea terenurilor, de panta versanților și de orientarea lor. Iată pe scurt care sunt rezultatele:

-*Repartiția alunecărilor pe grupe litologice*. Cele 957 de perimetre cu alunecări au fost grupate în 11 clase, enumerate de la A....K, reprezentând grupa litologică dominantă, din care 9 aparțin flișului extern, 1 molasei subcarpatice și 1 rocilor friabile de platformă.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

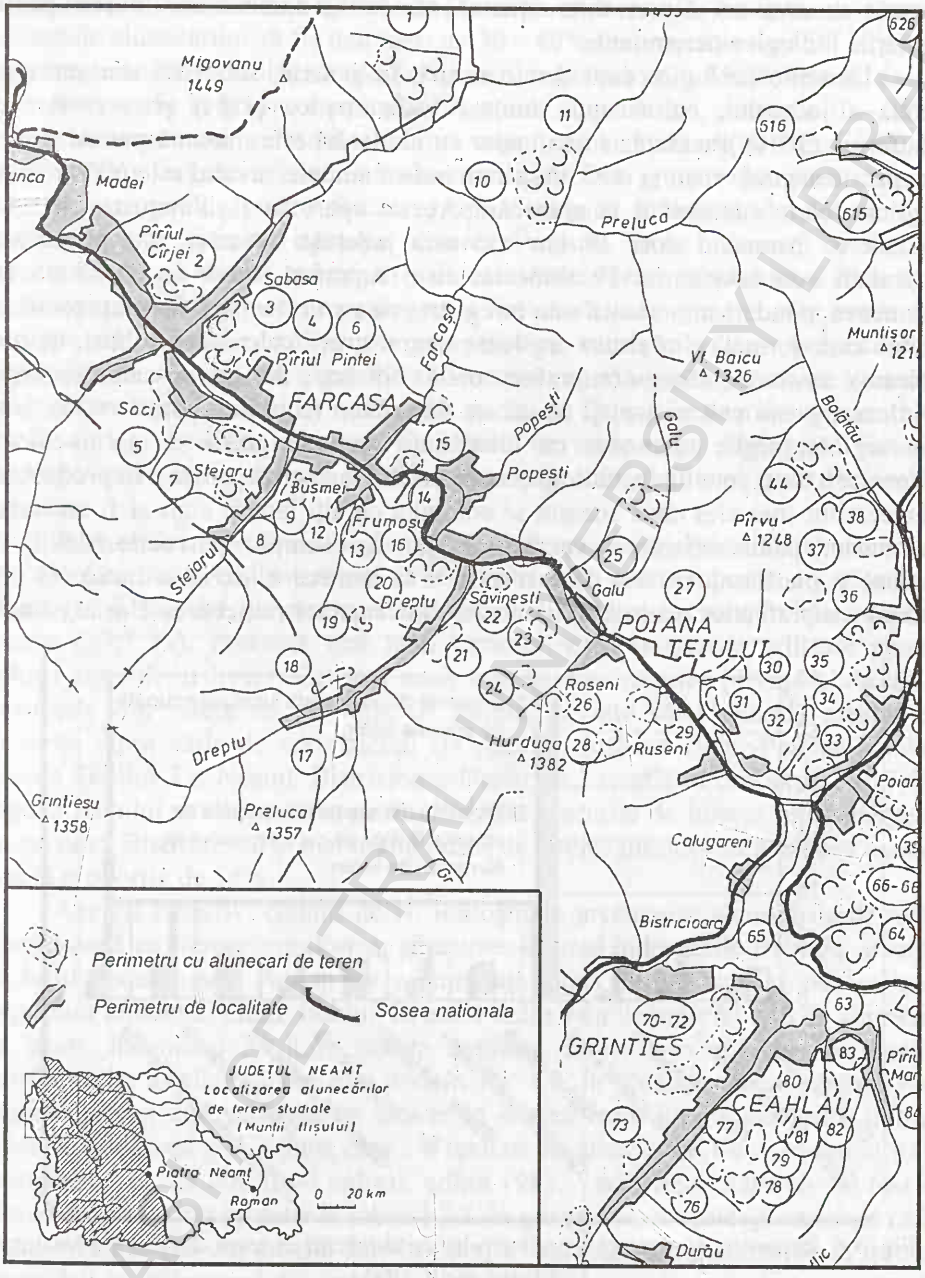


Fig. 3.5. Eșantion din harta inventarierii alunecărilor de teren pe teritoriul județului Neamț (Rădoane et al., 1995)

Fiecare unitate litologică a fost planimetrată, iar în cadrul ei identificate perimetrele cu alunecări de teren, împreună cu variabilele cuprinse în tabelul 3.1. În fig. 3.5 se ilustrează repartiția comparată a celor două tipuri de perimetre din

BCU BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

care se observă un răspuns diferențiat al extinderilor alunecărilor de teren pentru unitățile litologice determinate.

Unitățile litologice considerate ocupă, în general, sub 10% din suprafața totală a județului, cu excepția molasei subcarpatice (18%) și a rocilor de platformă (30%). Ponderea suprafețelor cu alunecări este maximă pentru arealul ocupat de *argilele roșii* și *verzi*. Așa cum indică numele, arealul este predominant argilos, foarte susceptibil la alunecări. Acesta apare în fâșii înguste, de mică extindere, însumând doar 18 km^2 (în aria județului Neamț), dar pe această suprafață s-au inventariat 19 alunecări cu o suprafață totală de 10,5 km^2. De asemenea, ponderi importante s-au înregistrat pe *șisturi negre* (suprafața totală de 134,4 km^2, formată din șisturi argiloase negre, gresii calcaroase subțiri, marno-calcare), *strate de Hangu* (suprafața totală 399 km^2, din marno-calcare, șisturi argiloase, gresii calcaroase) și *Strate de Bisericani* (suprafața totală = 352 km^2, din argilite, argile marnoase cu intercalații rare de gresii și marno-calcare sideritice). Ca o concluzie, litologia este unul din factorii dominanți în producerea alunecărilor mai ales dacă aceasta se combină cu alți factori cum ar fi utilizarea terenurilor, panta, orientarea versanților. Așa de exemplu, pe rocile friabile de molasă și platformă extrem de susceptibile la alunecare, există o incidență mai redusă a suprafețelor ocupate de alunecări din cauza restricției arealelor în pantă.

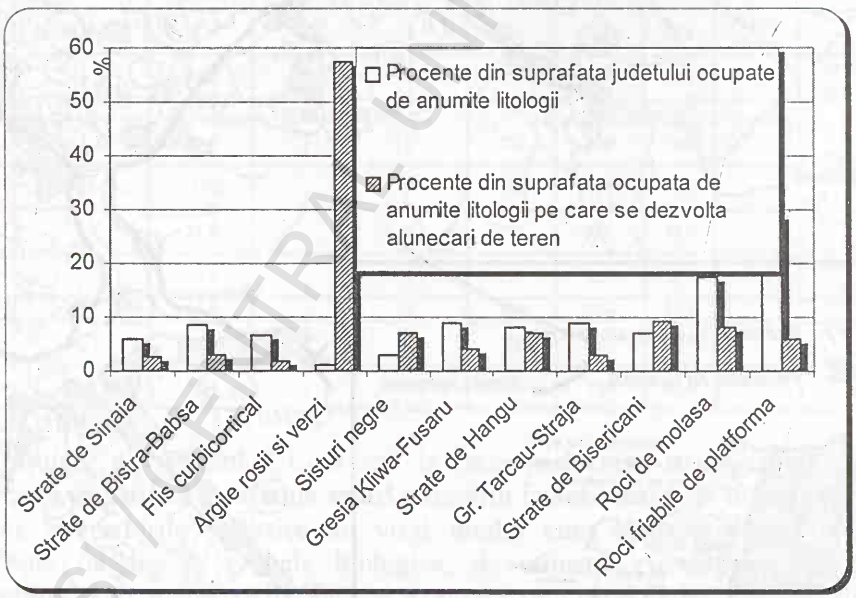


Fig. 3.6. Repartiția comparată a perimetrelor cu alunecări de teren din județul Neamț (Rădoane et al., 1995).

- *Repartiția alunecărilor în funcție de panta versanților și expoziție.* Panta versanților în perimetrele cu alunecări a fost exprimată în procente grupate pe clase de 10%. În aria munților flișului, cele mai multe alunecări se grupează în clasa 20-30%, diferențiindu-se totuși un grup litologic (stratele de Sinaia, Bistra-

Babşa, flişul curbicortical, gresia de Tarcău) unde există tendința ca pantele favorabile alunecărilor să fie mai mari de 30 – 40% (în proporție de 15 – 20%). În ce privește unitățile litologice ale Subcarpaților şi Podişului Moldovenesc, există tendințe comune în gruparea pantelor favorabile alunecărilor, şi anume 10 – 20%. Expoziția (orientarea versanților) a fost exprimată în 8 clase (N, NE, E, SE, S, SV, V, NV) față de azimut, iar alunecările au fost grupate pe acest criteriu. Analiza repartițiilor pentru fiecare grupă litologică a indicat de fiecare dată tendințe foarte diferite, aproape diametral opuse, ceea ce ne-a condus la aprecierea că nu putem urmări în influența expoziției o dimensiune climatică, deoarece controlul structurii geologice a fost mult mai marcant. De aceea, ne limităm, să observăm că pentru aria flişului alunecările sunt preponderent răspândite pe versanții cu expoziție sud-vestică; în aria subcarpatică, pe versanții cu orientare nord-vestică, iar în zona de podiş, pe flancurile laterale ale cuestelor (NNE şi V). Aceasta înseamnă că alături de compoziția litologică, factorul geologic exercită un control substanțial asupra alunecărilor şi prin dispunerea stratelor.

Repartiția alunecărilor în funcție de utilizarea terenurilor. Datele au arătat că cele mai susceptibile terenuri la alunecări sunt cele acoperite cu păşune şi fânețe (65,5 %), dar nici terenurile acoperite cu păduri nu sunt în afara acestui proces (27,7 %). Procente mai mici caracterizează terenurile utilizate pentru culturi agricole şi livezi. Cel mai mult sunt expuse riscului privind alunecările locuințele din satele de pe văile de munte, nevoite să-şi extindă arealul pe versanți. Apoi căile de comunicații (în special, şoseaua Bicaz-Poiana Teiului, Poiana Teiului-Tg. Neamț, Bistricioara-Durău ş.a.) se află în proporție de 17,5% expuse riscului acestui proces geomorfologic. Lacurile de interes hidroenergetic de pe valea Bistriței, cât şi mai multe iazuri de interes piscicol sunt expuse acestui risc în proporție de 14%.

Acelaşi colectiv, condus de N. Rădoane, a inventariat alunecările de teren dintr-o zonă cu litologie uniformă, şi anume, bazinul hidrografic Bahlueț, amonte de lacul Podu Iloaiei. Acesta are o suprafață totală de 558 km^2 şi este cel mai important afluent al râului Bahlui. În acest bazin s-au inventariat 548 de alunecări de teren, însumând 54 km^2. Schița conform căreia s-au măsurat parametrii morfometrici ai alunecărilor este dată în fig. 3.7. În plus, pe această figură sunt reprezentate şi alte variabile de interes în studiul repartiției alunecărilor într-un areal. Fondul topografic după care s-a realizat inventarierea l-a reprezentat foile topografice 1 : 25 000 (în 8 culori), ediția 1985. Variabilele măsurate au fost în număr de 12 şi sunt inserate în tabelul 3.2. în general, sunt aceleaşi variabile ca în cazul inventarierii din tabelul 3.1; în plus, a fost măsurată distanța de la fruntea alunecării şi colectorul sau rețeaua hidrografică cea mai apropiată, aceasta în ideea de a evalua rolul alunecărilor de teren ca surse de aluviuni în lacul de acumulare Podu Iloaiei.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

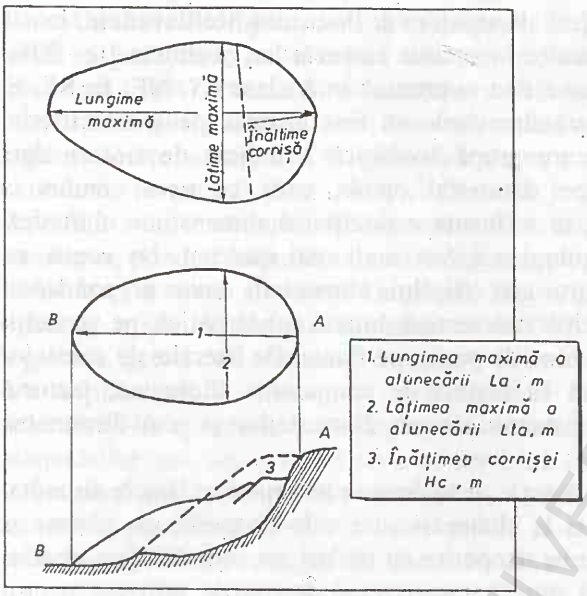


Fig. 3.7. Schiță a modelului de măsurare a morfometriei alunecărilor de teren .

Poziția alunecărilor de teren a fost indicată pe o hartă în scara 1/25000 printr-un areal şi un număr de ordine care este găsit în tabelul de inventariere. Această hartă este mult mai completă decât harta de inventariere din fig. 2.12, întrucât sunt indicate şi alte procese geomorfologice actuale, cum ar fi eroziunea în suprafață sau eroziunea liniară. Este, de fapt, o hartă a proceselor geomorfolgoice actuale în perimetrul cercetat, adică bazinul hidrografic Bahlueț.

Tabel 3.2. Date asupra alunecărilor de teren din bazinul hidrografic Bahlueț (extras).

Nr. *pa*	*S pa* (km^2)	*P v* (%)	*EXP*	*L v* (m)	*E v* (m)	*L pa* (m)	*l pa* (m)	*H c* (m)	*Ha c* (m)	*H af* (m)	Distanța față de colector (m)
355	0,188	7,8	3	1025	80	625	450	2	150	100	IV
356	0,128	14,5	3	550	80	325	625	1,5	140	95	IV
357	0,125	16,9	7	325	55	188	1000	2	150	115	II
358	0,113	20,0	2	250	50	175	625	2	170	105	II
359	0,245	23,0	7	325	75	275	925	2	175	100	IV
360	0,143	15,6	2	575	90	250	850	2	175	125	200-IV
361	0,167	21,5	3	325	70	275	925	3	190	125	I
362	0,062	25,0	3	200	50	175	525	1	175	125	I
363	0,062	14,1	2	425	60	188	550	1	175	125	I
364	0,049	20,0	3	225	45	125	450	1,5	150	125	50-I
365	0,050	12,5	2	200	25	125	300	1	150	125	II
366	0,077	16,9	6	325	55	100	875	1,5	150	115	125-II
367	0,022	23,3	1	300	70	200	250	1	150	125	II
368	0,053	23,3	8	150	35	163	375	1	150	115	I
369	0,188	17,8	6	475	85	300	925	1,5	150	100	I-iaz

Simboluri: pa - perimetru cu alunecări; S pa - suprafața perimetrului cu alunecări; P v - panta versantului; EXP - expoziția versantului; L v- lungimea versantului; E v - energia versantului; L pa - lungimea perimetrului cu alunecări; l pa- lățimea perimetrului cu alunecări; H c - înălțimea cornişei; Hac - înălțimea absolută a cornişei; Haf - înălțimea absolută a frunții.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

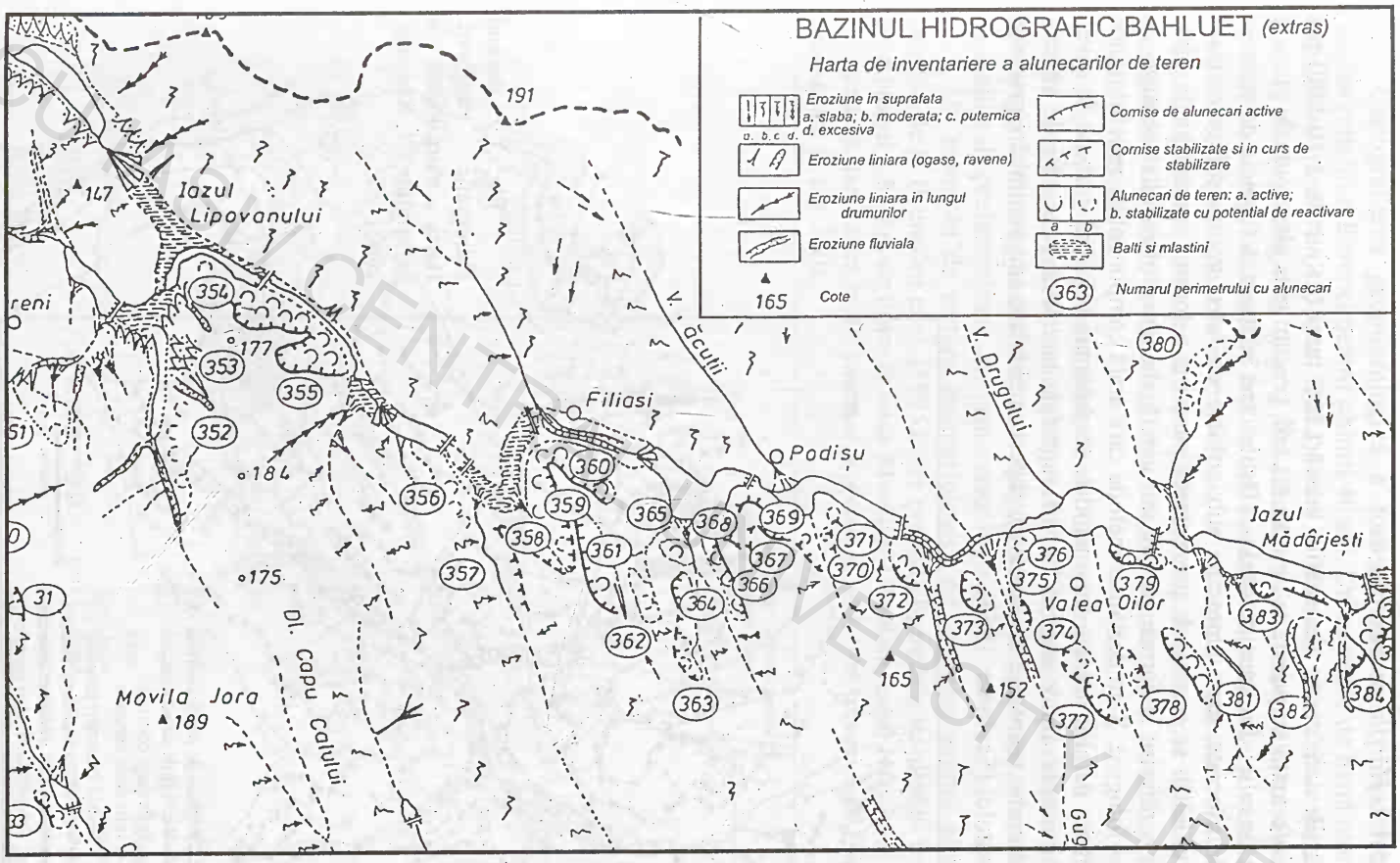

BAZINUL HIDROGRAFIC BAHLUET (extras)
Harta de inventariere a alunecarilor de teren
Eroziune in suprafata
a. slaba; b. moderata; c. puternica
d. excesiva
Eroziune liniara (ogase, ravene)
Eroziune liniara in lungul drumurilor
Eroziune fluviala
Cote
Cornise de alunecari active
Cornise stabilizate si in curs de stabilizare
Alunecari de teren: a. active; b. stabilizate cu potential de reactivare
Balti si mlastini
Numarul perimetrului cu alunecari
Iazul Lipovanului
Filiasi
Podisu
Iazul Mădârjesti
Valea Oilor
Movila Jora
189
Dl. Capu Calului
V. Drugului
V. Acutii
191
165
152
175
184
177
147

Fig. 3.8.

3.5.1.2. *Hărțile geomorfologice*

Hărțile care redau alunecările la scări mai mari (în jur de 1:10 000) pot include informații cu privire la tipul alunecării, precum și la alte tipuri de procese și forme de relief din zona de studiu. Hărțile care înfățișează formele de relief și procesele asociate sunt cunoscute sub numele de *hărți geomorfologice*. Dacă conținutul hărții se rezumă la prezentarea pantei și a formei versanților în plan, fără nici o referire la formă, proces sau vârstă, documentul rezultat se numește *hartă morfologică*. S-au dezvoltat metode care arată componentele reliefului într-un mai mare detaliu decât o fac metodele tradiționale folosind curbele de nivel. Cele mai simple dintre acestea împart suprafața terenului în unități de versant drepte și curbe (convexe și concave), ruperi unghiulare sau schimbări graduale ale versantului (Savigear, 1965).

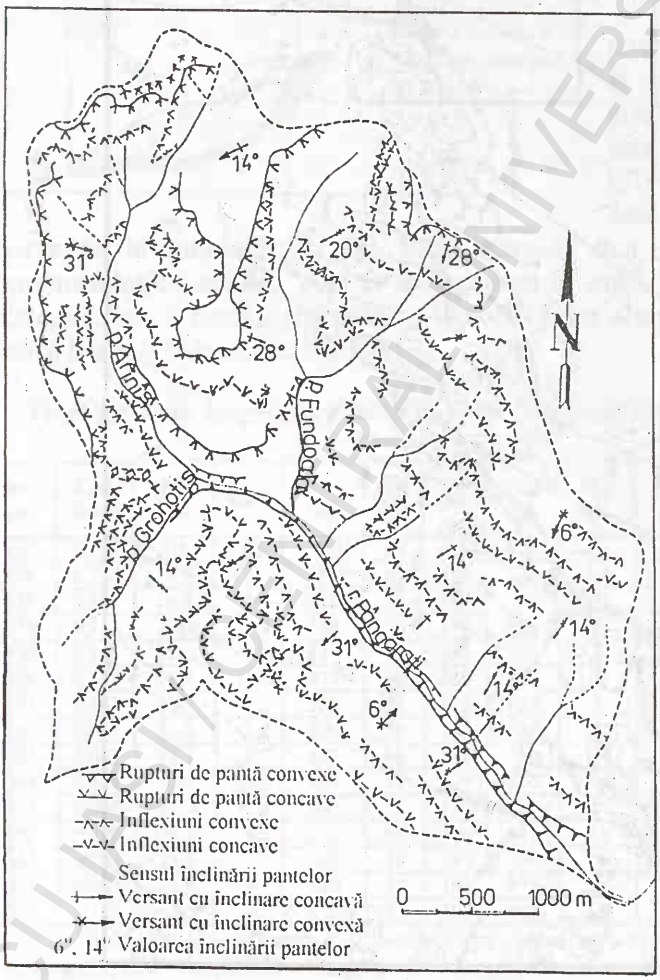


Fig. 3.9. Bazinul hidrografic Pângarați. Harta morfologică a versanților (N. Rădoane, 2002)

Cartografierea geomorfologică a fost un instrument important pentru analiza reliefului Europei pentru ultimii 40 ani. Un exemplu de hartă morfologică este redat după N. Rădoane (2002), care a întocmit o astfel de hartă pentru bazinul râului Pângarați (fig. 3.9). Hărțile redau complexitatea tipurilor de versanți existenți, în cazul de față în aria munților flișului, dar și ritmicitatea cu care se produc schimbările în morfologia de ansamblu a acestora. Totodată este evidențiată intensa fragmentare a reliefului, dată în principal de microrelieful alunecărilor de teren, a căror influență a fost foarte mare în definirea formei actuale a versanților.

Natura cartării geomorfologice a fost revăzută de Demek și Embleton (1978) pentru harți la scări medii și Demek (1972) pentru hărți detaliate. De mare valoare în evaluarea hazardelor sunt *hărțile geomorfologice aplicate*, în special, în studiile de prefezabilitate ale proiectelor inginerești.

Un exemplu de cartare geomorfologică cu orientare asupra alunecărilor provine de la Brunsden et al. (1975) care prezintă hazardele stabilității terenurilor de-a lungul a 65 km de drum la baza Munților Himalaia, estul Nepalului. O parte din această hartă care arată șoseaua propusă și podul ce traversează râul Tamur este redată în fig. 3.10.

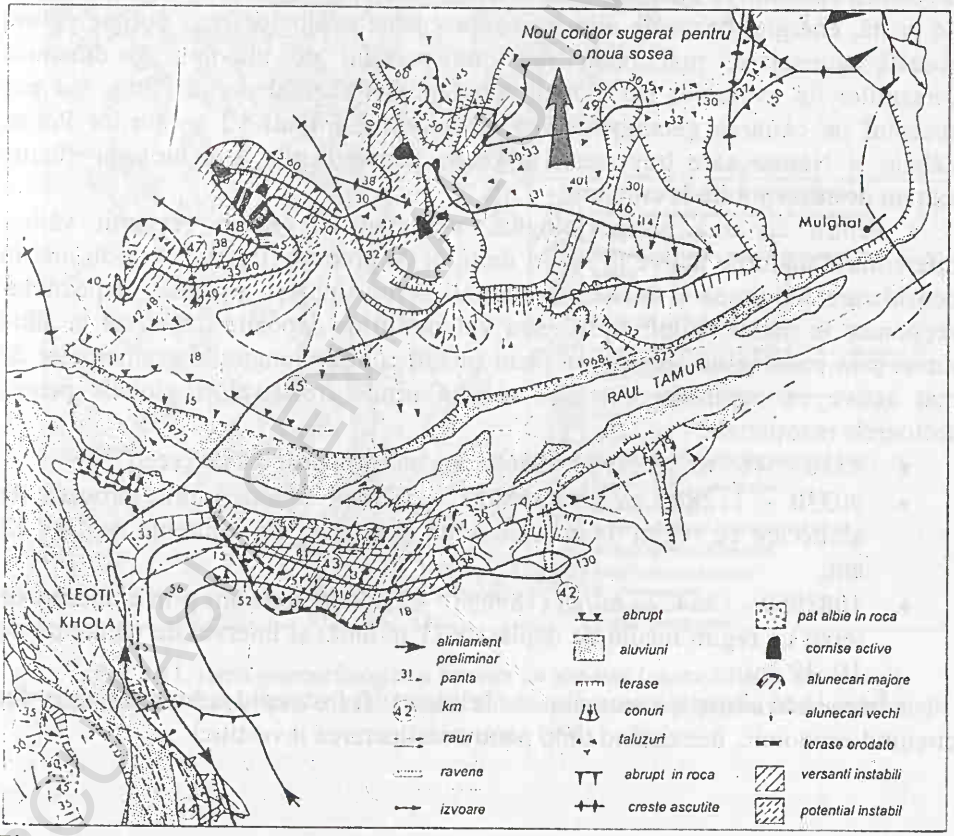


Fig. 3.10. Hartă geomorfologică a zonei de situare a podului peste râul Tamur, Nepalul de est (Brunsden et al., 1975).

Harta prezintă formele de relief ale văii râului, drenajul şi terenurile instabile, împreună cu unele informaţii geologice şi geomorfologice. Ca rezultat al cartografierii, apar trei importante areale problemă. Prima, în vecinătatea km 43, unde drumul traversează un complex de alunecări active datorită subminării bazei versantului şi a falierii versantului alcătuit din şisturi micacee. Între km 46.3 şi km 48.8 un sistem de afluenţi puternic adânciţi în şisturile meteorizate, au creat numeroase alunecări şi ravenări. În sfârşit, întreaga lungime a văii râului Dhankuta Khola este alcătuită dintr-o suprafaţă policiclică cu trei elemente, în care versanţii superiori sunt relativ mai puţin înclinaţi ($< 30^0$), stabili, bine drenaţi şi prezintă multe suprafeţe cultivate. Partea mijlocie a versanţilor care este traversată de şoseaua propusă constă dintr-o serie de versanţi taluz instabili (35 – 45^0) şi abrupturi degradate ce înclină puternic ($> 45^0$) în defileu. Ca rezultat al hazardelor identificate în cartare au fost făcute recomandări inginerilor şi care a inclus schimbarea traseului şoselei propuse pe porţiunea mai stabilă a versanţilor.

Cartografierea geomorfologică şi harta rezultată a constituit una dintre metodele de bază pentru evaluarea surselor de aluviuni în bazinul râului Putna (Vrancea) (Ichim et al., 1998). La confluenţa râului Putna cu Zăbala (fig. 3.11) se preconiza construirea unui mare lac de baraj numit Lacul Prisaca. Toate condiţiile de pantă, energie, bazin de alimentare, probleme ecologice erau optime pentru această amenajare, mai puţin rata transportului de aluviuni şi dinamica versanţilor. În evaluarea surselor de aluviuni din bazinul râului Putna, s-a pus accentul pe cartarea geomorfologică a văilor de ordinul VI a râurilor Putna, Zăbala şi Năruja care traversează aproape perpendicular aria molasei interne extrem de susceptibile la eroziune.

Pentru cartarea geomorfologică, s-a avut în vedere versanţii văilor, diferenţiind malurile active în raport de tipul de procese (fig. 3.11). S-au luat în considerare lungimea şi înălţimea malului activ, tipul şi grosimea depozitelor secţionate în malul râului. Aprecierea volumului de depozite transferat în albie direct prin procese de versant s-a făcut ţinând cont de lungimile segmentelor de mal active cartografiate, din care rezultă următoarele valori globale pentru sectoarele menţionate:

- 4516 - 5463 m^3/an (7903 - 9560 tone/an) prin procese de creep
- 90330 - 112885 m^3/an (158077 - 197549 tone/an) prin procese de alunecare cu regim de mişcare lentă şi interval de recurenţă de 10 - 12 ani;
- 1083960 - 1354220 m^3/an (1896930 - 2369886 tone/an) prin alunecări de teren cu regim mediu de deplasare (1 m/lună) şi interval de recurenţă de 10 -12 ani.

În această situaţie, eventualul lac Prisaca ar fi fost rapid colmatat şi scos din circuitul economic, neexistând timp pentru recuperarea investiţiei.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

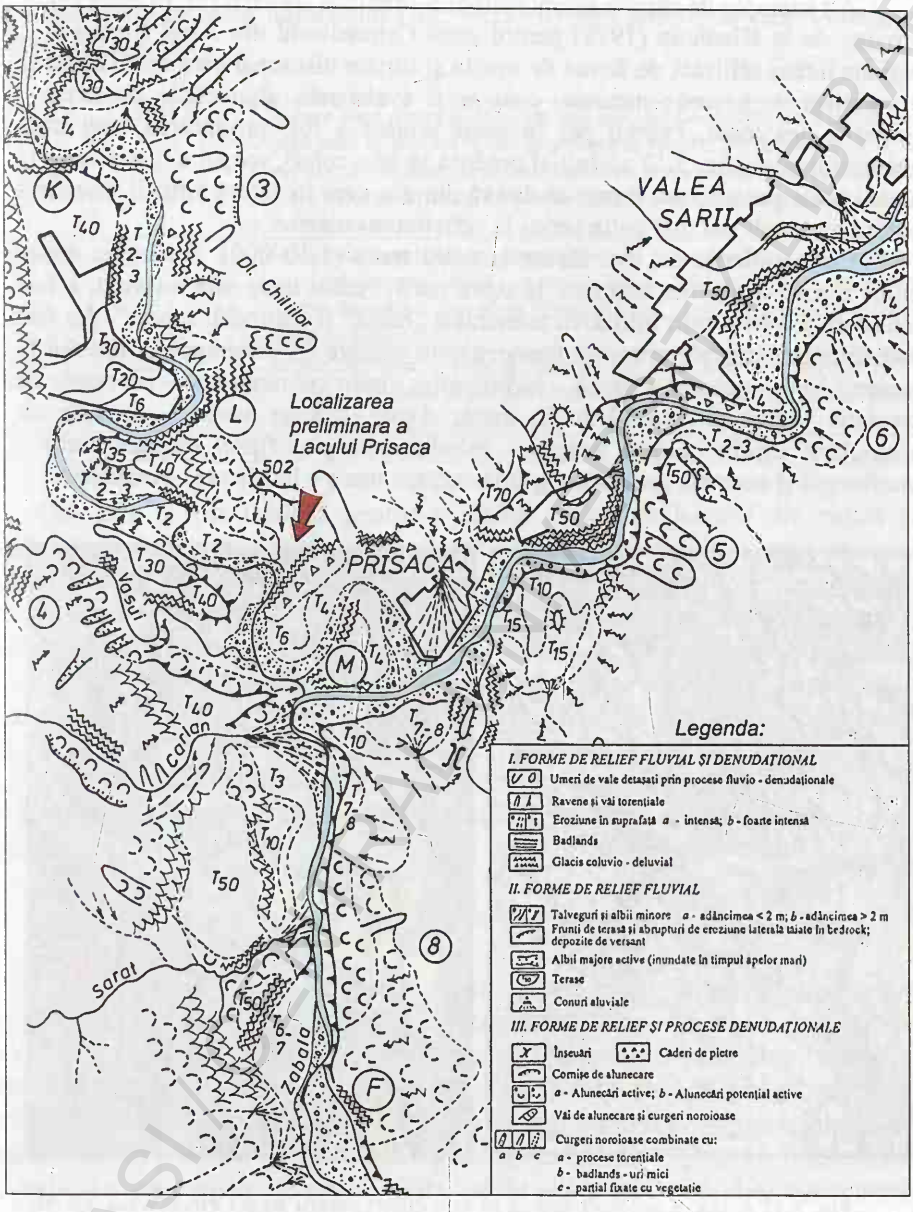


Fig. 3.11. Harta geomorfologică a surselor de aluviuni (exemplificare din zona de confluenţă a râului Putna cu râul Zăbala, unde se preconiza construirea unui lac de baraj) (Ichim et al., 1998).

Alt exemplu de cartare geomorfologică orientată spre hazard, în două etape, provine de la Kienholz (1978) pentru zona Grindelwald din Alpii Elvețieni, o regiune intens utilizată de ferme de munte și turism bisezonal care este supusă la o varietate de hazarde naturale, cum ar fi avalanșele, alunecările de teren și curgerile noroioase. Primul pas în acest proiect a fost producerea unei hărți geomorfologice (fig. 3.12 a). Inițial produsă în șase culori, scopul a fost de a carta numai acele procese sau forme ce derivă din ele, care în câteva situații înseamnă hazard mai mult sau mai puțin serios la activitatea umană.

Cartografierile au fost făcute la scară mare (1:10 000). Din acest motiv multe elemente au fost înfățișate la scară reală. Acolo unde este relevant, a fost înfățișată și vârsta prin utilizarea termenilor „relict" și „probabil recent". Au fost deosebite următoarele grupe de forme: a)prin culoare gri – topografia, relieful în general; b)prin culoare albastră – hidrografia; c)prin culoare roșie – procesele de eroziune liniară și deplasările în masă; d)prin culoare verde – formele de acumulare; e)prin culoare neagră – relieful antropic; f)prin culoare maro – morfologia și semnele geodezice; g)prin culoare maro – localizarea avalanșelor.

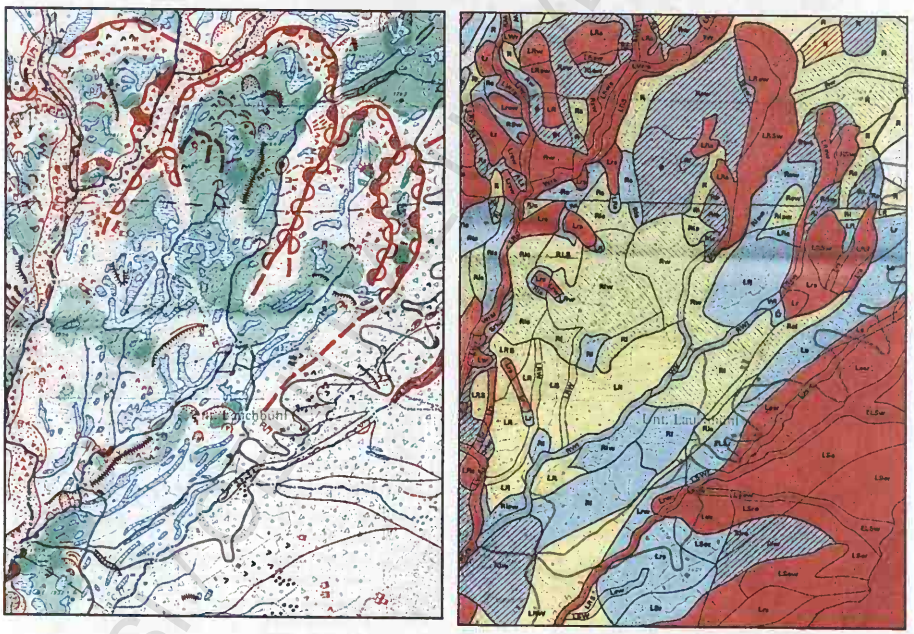


Fig. 3.12 a. Harta geomorfologică în șase culori pentru zona Grindelwald din Alpii Elvețieni (Keinholz, 1977). b. Harta combinată a hazardelor pentru zona Grindelwald din Alpii Elvețieni (Keinholz, 1978).

Al doilea stagiu în proiectul Grindelwald a implicat producerea unei „hărți combinate a hazardelor". Gradul de hazard a fost determinat pentru aproximativ

4000 de unități geomorfologice individuale cu ajutorul unei liste de probleme și este reprezentat pe harta hazardului (fig. 3.12 b) prin umbre de culori conform următoarei legende:

Roșu	Gradul 3	Casele sunt distruse complet sau parțial. Locuitorii unor asemenea case sunt în pericol. Este de asemenea posibil ca aceste zone să fie supuse la evenimente de magnitudine mai redusă dar frecvență mai mare (avalanșe) astfel că și populația din afara acestor construcții să fie sub amenințare.
Albastru	Gradul 2	Dacă sunt urmate regulamentele de construcție ale guvernului, casele din această zonă vor rezista 100 – 150 ani; rămâne un pericol pentru locuitorii din afara construcțiilor, deși într-un grad inferior decât în zona roșie.
Galben	Gradul 1	Riscul este foarte redus și clădirile vor rezista în mod normal 100 – 150 ani. Oamenii din afara construcțiilor sunt supuși riscului foarte infrecvent.
Alb	Gradul 0	Nu este nici un pericol

Culoarea a fost folosită pentru a indica gradul de hazard din cauză că planificatorii doresc mai întâi să cunoască nivelul hazardului și apoi procesul cauzativ. Astfel, categoria de pericol sau risc este arătată prin litere, cu gradul de hazard pentru fiecare proces. Astfel **L** specifică avalanșe de gradul 3; **R** specifică alunecări de gradul 2; **s** specifică prăbușiri de roci de gradul 1. În acest mod poate fi indicat gradul de hazard ce derivă din fiecare proces în fiecare unitate geomorfologică; de exemplu **LSWr** înseamnă că există următoarele pericole în zonă: avalanșe de gradul 3, prăbușiri de roci de gradul 2 și alunecări de gradul 1 (Keinholz, 1978). În plus, unele areale montane la marginea zonei studiate de 80 km^2 are al cincilea proces ce creează hazard identificat drept prăbușiri de gheață, **E** pe legendă.

3.5.1.3. *Hărți ale construcțiilor liniare*

Căile de transport și alte comunicații și rețele de distribuții prezintă o variație interesantă pentru cercetările de hazard. Odată ce traseul unei șosele sau alte căi de transport ori distribuție este hotărâtă, prezentarea rezultatelor cercetării asupra hazardelor poate fi simplificată într-o hartă care arată numai hazardele ce afectează direct linia de transport respectivă și care astfel îi arată vulnerabilitatea. Deplasările în masă, deplasările gravitaționale în general, acționează perpendicular pe curbele de nivel. Văile, pe de altă parte, tind să-și concentreze apa și sedimentele de-a lungul căilor de transport înguste, cu maluri înclinate, astfel instituindu-se forme concentrate de instabilitate. Unitățile de versant și unitățile de vale pot fi determinate de pe hărțile în curbele de nivel. Pot fi reprezentate pe această schemă atât procesele care acționează dinspre amonte, cât și dinspre avale de șoseaua exemplificată (fig. 3.13).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

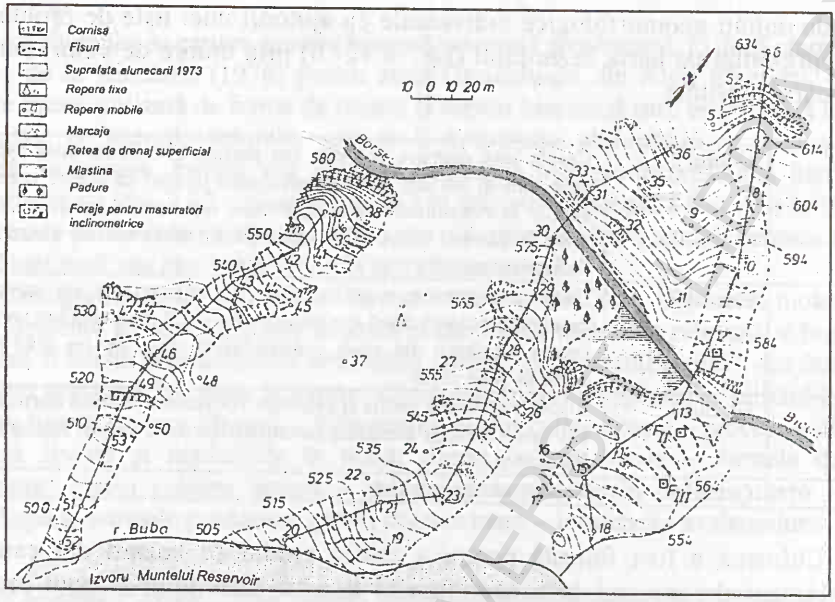


Fig. 3.13. Perimetrul de alunecare Buba care afectează perpendicular drumul național 15, dar și Lacul Izvoru Muntelui (Surdeanu, 1982).

Versantul stâng al lacului Izvoru Muntelui care se desfășoară pe o lungime de peste 50 km este traversat de drumul național 15 și care este permanent supus mișcărilor în masă ale depozitelor de versant. În afara lacului Izvoru Muntelui, DN15 este principalul obiectiv avut în vedere privind protecția față de instabilitatea versanților. Aici s-au inventariat 43 de alunecări de teren care afectează direct șoseaua, iar în perioadele 1965, 1970,1974, 1991 s-au declanșat importante procese de deplasări de terenuri în cinci perimetre de-a lungul drumului național. Unul dintre aceste perimetre este Buba unde Surdeanu (1982, 1998) a realizat cercetări experimentale, având drept obiectiv final modul cum este afectată șoseaua. In fig. 3.13 este prezentat acest perimetru traversat de șosea și rețeaua de măsurători detaliate asupra deluviului și morfologiei de suprafață. Alunecarea are grosimi de până la 14 m, o suprafață de peste 7 ha și o rată medie a mișcării ce a variat între 0,5 – 7,15 m/an în perioada 1978 – 1980 și de până la 37,1 m/an în perioada 1980-1981.

Un alt exemplu de reprezentare liniară a riscului geomorfologic în lungul căii ferate Războieni-Apahida este reprezentat de studiul realizat de Mac și Irimuș (1991).

Reprezentările liniare au fost folosite cu mare succes și în cazul altor tipuri de procese, cum ar fi, de exemplu, cele legate de rețeaua de drenaj. În fig. 3.14 sunt prezentate intrările de aluviuni ale râului Argeș între barajul Vidraru și lacul Oiești, un sector de aproximativ 13 km, prin săgeți de diferite grosimi, echivalent cu volumul de aluviuni intrate în albie. Cercetările geomorfologice întreprinse în această zonă au vizat sursele de aluviuni din bazinul versant al Argeșului între

barajul Vidraru şi lacul Oieşti, inclusiv, prin alunecări de teren. Asupra metodelor de evaluare a acestora vom reveni în altă secţiune a lucrării.

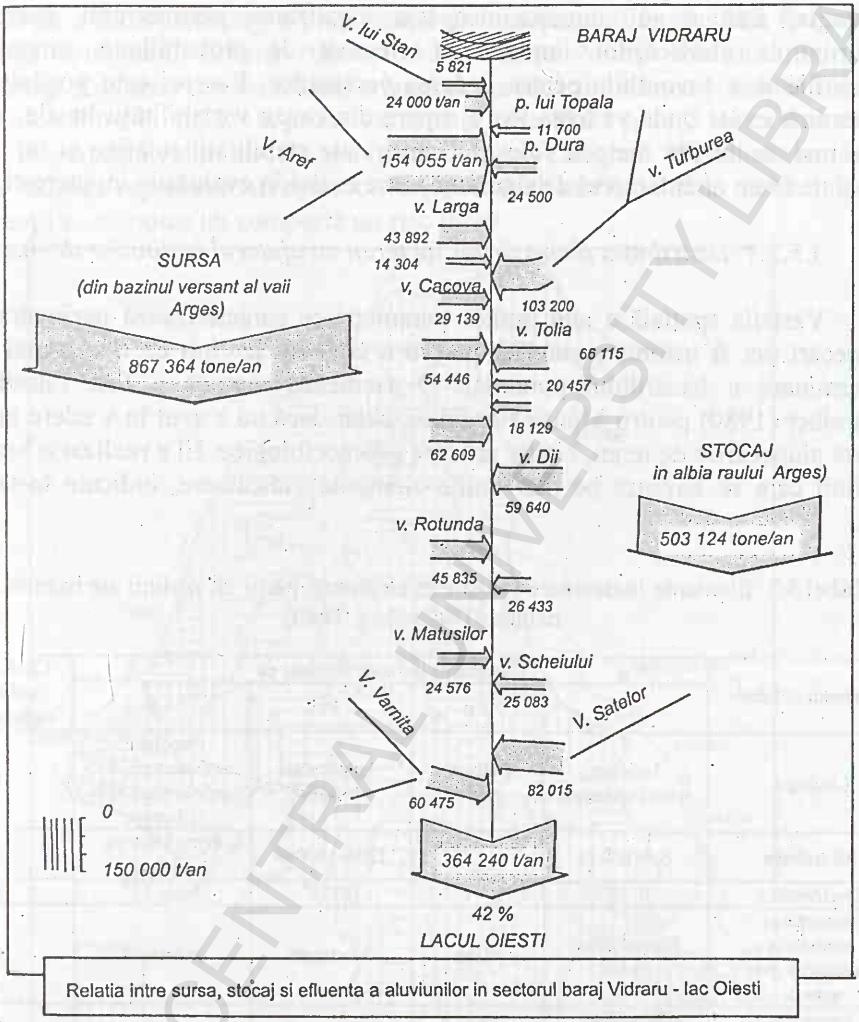


Fig. 3.14. Construcţie liniară pentru a ilustra aportul cu materiale solide în albia râului Argeş între barajul Vidraru şi lacul Oieşti (Ichim et al., 1994).

3.5.2. Cartografiere indirectă

Am văzut până acum că rocile susceptibile şi alunecările de teren deţin un procentaj însemnat din suprafaţa terenurilor în pantă. Pentru aceste terenuri sunt necesare estimări asupra stabilităţii relative sau instabilităţii lor dincolo de linia de cedare a versantului pentru ca planificarea utilizării acestora să fie viabilă. Unele metode propuse pentru evaluarea hazardului alunecărilor de teren necesită localizarea alunecărilor ca o variabilă de intrare; altele, care pot fi foarte potrivite

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

pentru recunoaşterea hazardelor pe baza teledetecţiei, încearcă să evalueze hazardul folosind parametrii care controlează stabilitatea, cum ar fi panta şi geologia, fără a se cunoaşte neapărat localizarea perimetrului alunecării. Distribuţiile alunecărilor implică un element de probabilitate, chiar dacă condiţiile sunt favorabile pentru cedarea versanţilor. Rareori este posibil să se determine exact unde va avea loc o rupere din cauza variabilităţii locale; atunci cele mai multe din metode folosesc măsuri ale stabilităţii relative şi nu valori absolute (cum ar fi factorul de siguranţă) care există în evaluările inginereşti.

3.5.2.1. *Distribuţia alunecărilor de teren cu ajutorul izoliniilor de hazard*

Variaţia spaţială a mai multor parametri ce caracterizează perimetrele cu alunecări pot fi însumate anterior pentru a construi izolinii ce dau o mai bună determinare a hazardului potenţial. O asemenea metodă a fost folosită de Schreiber (1980) pentru Munţii Harghitei, chiar dacă nu a avut în v edere în mod direct alunecările de teren, ci alte procese geomorfologice. El a realizat o hartă cu izolinii care se bazează pe mai multe elemente indicatoare, indicate în tabelul 3.3.

Tabel 3.3. Elemente indicatoare folosite în alcătuirea hărţii în izolinii ale hazardelor naturale (Schreiber, 1980).

Elementul indicator	Categoriile utilizate şi cotate cu				Coeficientul utilizat la varianta a 2-a
	1 p	2 p	3 p	4 p	
Litologia	Andezite, şisturi cristaline	Calcare, gresii	Aglomerate vulcanice	Piroclastite necimentate, roci sedimentare mio-pliocene	1
Altitudinea	Sub 800 m	800 – 1200 m	1200-1600 m	Peste 1600 m, vârfuri	2
Declivitatea	$0 - 2^0$	$2 - 6^0$	$6 - 15^0$	Peste 15^0	2
Intensitatea proceselor geomorfologice actuale	Foarte slabă, lipses	Slabă	Moderată	Puternică	1
Expoziţia versanţilor	Suprafeţe cvasiorizontale	Est	Vest, nord	Sud	1
Fragmentarea (densitate şi adâncime)	Redusă	Moderată	Puternică	Foarte puternică	0,5
Tipul de vegetaţie	Păduri, tufişuri	Păşuni, fâneţe	Păşuni degradate	Terenuri arabile	1

Pentru fiecare element a fost elaborată o hartă specială, într-o reţea de carouri, iar datele obţinute au fost cotate cu cifre 1 şi 4, în funcţie de amploarea sau aprecierea cantitativă a fenomenului analizat, considerat prin prisma stabilităţii echilibrului natural. Aceste valori au fost apoi centralizate pe o singură hartă, dar cu acelaşi tip de carouri, în fiecare carou fiind înscrisă suma valorilor obţinute pe fiecare hartă specială. Cumularea s-a făcut în două variante:

1.în prima variantă s-a procedat la cumularea tuturor cifrelor înscrise într-un pătrat, considerând toți factorii analizați ca fiind de o importanță egală;
2.în cea de a doua variantă s-a ținut seama de importanța diferențială a factorilor, utilizând coeficienți diferiți (tabelul 3.3). Pentru Munții Harghita au fost considerați doi factori ca având importanță deosebită: altitudinea şi panta. Totalul a dat valori între 11 şi 20,5 la prima variantă şi între 13,25 şi 24,5 la cea de a doua (fig. 3.15). Aceste valori au fost apoi grupate în trei categorii. Prima categorie, cu valori reduse, reprezintă terenuri cu un potențial morfodinamic scăzut, unde intervențiile antropice nu comportă un risc mare.

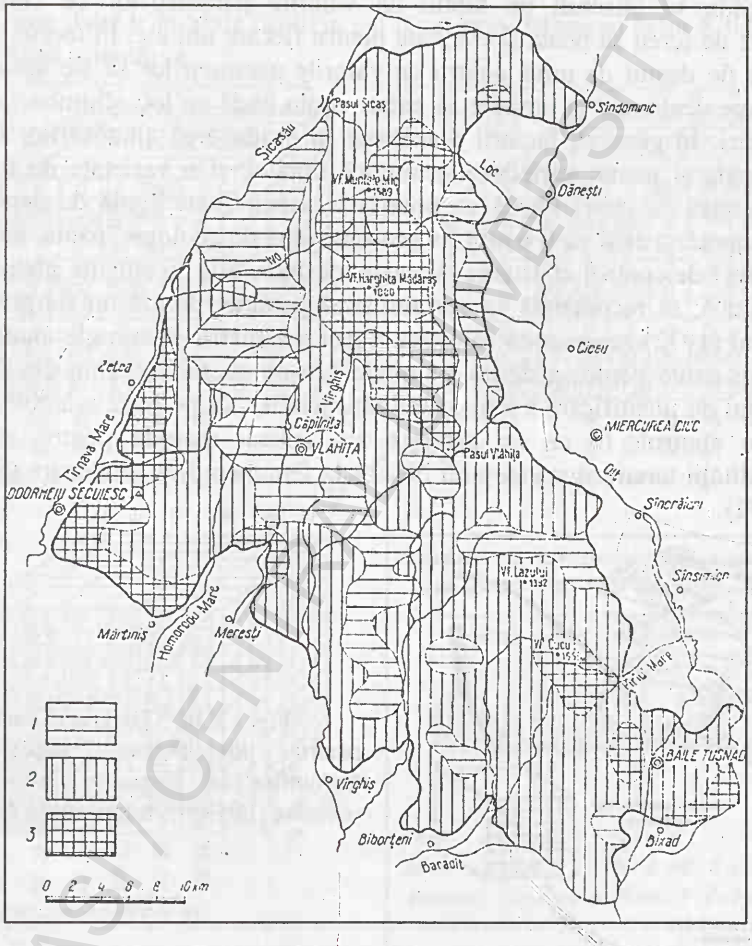


Fig. 3.15. Harta cu izolinii a hazardelor naturale cu trei categorii de risc al intervențiilor antropice în perisajul geografic al Munților Harghita: 1, risc minim; 2, risc moderat; 3, risc major (Schreiber, 1980).

A doua categorie, cu valori medii, permite activități antropice limitate, uneori fiind necesare amenajări speciale. Suprafețele ce intră în cea de a treia categorie se caracterizează printr-un potențial morfodinamic ridicat şi un

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

echilibru natural puțin stabil, fapt pentru care intervențiile antropice prezintă un grad mare de risc, fiind deci contraindicate. Prin interpolarea valorilor astfel grupate, a rezultat harta în izolinii a hazardelor (fig. 2.20). Cu aceeași metodă a lucrat și Grecu, Comănescu (1997) pentru realizarea „hărții expunerii terenurilor la risc geomorfologic" (de fapt, o hartă a hazardelor naturale prin izolinii) din bazinul Calvei, Podișul Transilvaniei.

3.5.2.2. *Hărți de susceptibilitate a alunecărilor*

Metoda se bazează pe faptul că valorile parametrilor ce controlează alunecările de teren să poată fi evaluate pentru fiecare unitate. În teorie, unitatea trebuie să fie destul de mică pentru ca valorile parametrilor să fie aproximativ constante pe acel areal și limitele să existe acolo unde au loc schimbări naturale în parametri. În general, factorii dominanți în producerea alunecărilor de teren sunt geologia și panta; varietatea geologică impune și o varietate de forme de relief. Unitatea de relief ideală va poseda o probabilitate egală de deplasări în masă pe suprafața ei și va fi o unitate geo-omogenă de geologie, pantă, hidrologie și alți factori de control constanți. Aceasta, desigur, este o situație ideală și mai puțin practică; se recomandă ca variabilitatea parametrilor să nu fie prea mare. Brabb et al (1972) recomandă folosirea a trei perametri: distribuția alunecărilor, geologia și panta pentru a defini o unitate geo-omogenă. Schema din fig. 3.16 arată modul de identificare a susceptibilității terenurilor pe baza asamblării a trei factori de control. În ce ne privește am aplicat metoda pentru evaluarea susceptibilității terenurilor județului Neamț la fenomenul de alunecare (Rădoane et al., 1993).

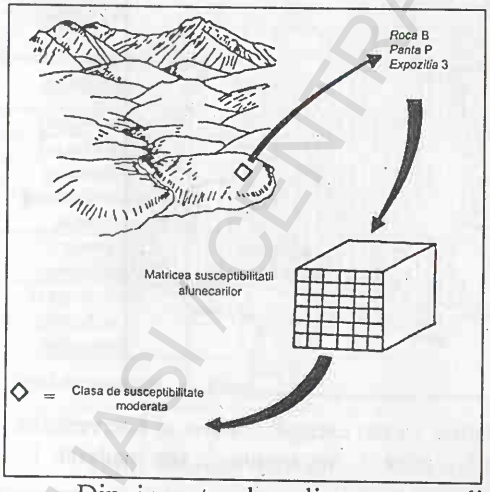


Fig. 3.16, Diagrama schematică pentru identificarea susceptibilității terenurilor la alunecare într-un punct oarecare (DeGraff, Romesburg, 1980).

Din inventarul realizat asupra distribuției alunecărilor pe teritoriul jud. Neamț s-a ansamblat o matrice pe baza a trei variabile independente, considerate factori de control ai declanșării alunecărilor de teren: roca de bază, panta versanților și expoziția versanților (fig. 3.17). O muchie a cubului a fost împărțită în 11 coloane reprezentând 11 unități litologice distincte ale teritoriului județului

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Neamț, notate de la A la K, așa cum sunt ele ordonate în fig. 3.17. O altă muchie a cubului a fost împărțită în 6 coloane (M, N, O, P, Q, R) și corespund celor 6 clase de pante ale versanților pe care s-au inventariat alunecări de teren. În sfârșit, cea de a treia muchie a fost împărțită în 8 coloane, cât numără clasele orientării versanților, notate cu cifre de la 1 la 8 sau cu inițialele punctelor cardinale.

Astfel, am obținut un număr de celule (cuburi mai mici) în care am înscris suprafața perimetrelor cu alunecări. De exemplu, există 140,5 ha de teren pe roca G (Strate de Hangu), pe pante cuprinse între 10 – 20 % (N) și expoziție (aspect) nordică (1). În fig. 3.17 A am arătat numai o fațetă a cubului matricei, dar înregistrarea datelor în toate celulele s-a făcut prin detașarea celor 8 felii din cub reprezentând orientările.

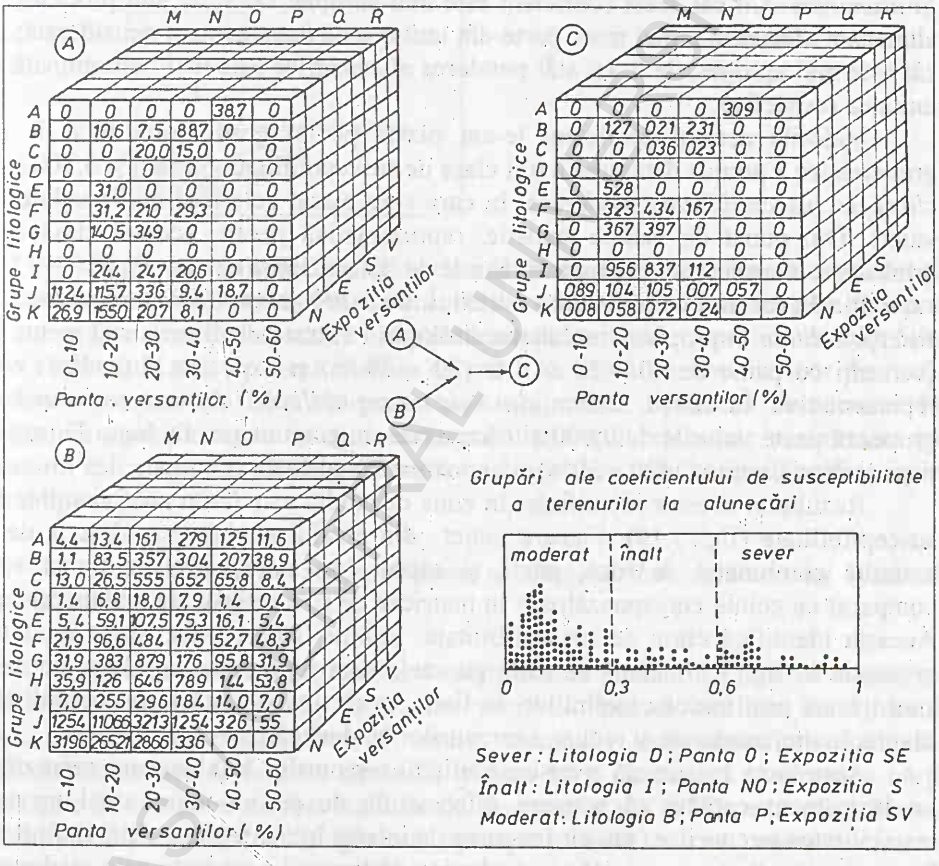


Fig. 3.17. A. Matricea alunecărilor de teren. B. Matricea unităților de administrație (management). C. Matricea coeficientului de susceptibilitate a terenurilor la alunecări de teren (Rădoane et al., 1995).

Într-o matrice similară am înscris, de asemenea, pe celule suprafețele totale pe care un administrator, un proprietar, un amenajist etc. poate conta într-un

teritoriu dat, în cazul nostru, teritoriul Județului Neamț. Desigur, această unitate se poate numi o unitate de management. În exemplul lucrat de noi am considerat suprafața ocupată de pădure ca unitate managerială care poate fi afectată de alunecări de teren. De exemplu, în grupa litologică A (Strate de Sinaia), panta Q şi orientarea sau expoziția 1, există 125 ha teren ocupat cu pădure (fig. 3.17 B).

Matricele astfel asamblate, a alunecărilor de teren şi a unităților de management, au reprezentat baza de calcul pentru matricea susceptibilității terenurilor la alunecare prin împărțirea valorii, reprezentând suprafața terenului alunecat, la suprafața unității de management. Cifra subunitară rezultată a fost trecută în celula corespunzătoare din punctul de vedere al rocii, pantei şi expoziției (fig. 3.17 C) şi reprezintă *coeficientul de susceptibilitate a terenurilor la alunecare*. Cu cât acest coeficient este mai apropiat de 1, cu atât procesul de alunecare afectează o mai mare parte din unitatea de management considerată; cu cât este mai apropiat de 0, cu atât ponderea alunecărilor este mai neînsemnată în unitatea respectivă.

Valorile acestui coeficient le-am plasat pe un grafic între 0 şi 1, iar gruparea lor a permis detaşarea a trei clase de susceptibilitate: între 0 şi 0,300 este *clasa de susceptibilitate moderată*, în care s-au plasat cele mai multe celule cu valori. Din punct de vedere statistic, reprezentativă pentru această clasă este următoarea combinație: litologia B (Strate de Bistra-Babşa), panta P (30 – 40 %), expoziția 3 (versanți cu oprientare estică). Între 0,300 şi 0,600 s-a grupat *clasa de susceptibilitate înaltă*, iar combinația litologia I (Strate de Bisericani), panta N (versanți cu pante de 10 – 20 %), O (20 – 30 %) şi expoziția 5 (sudică) este reprezentativă. În sfârşit, ultima *clasă de susceptibilitate, definită ca severă* se grupează peste valorile de 0,600 şi caracterizează combinația: litologia D (argile roşii şi verzi), panta O (20 – 30%) şi expoziția 5 (sudică).

Rezultatul acestor identificări în zona de studiu este harta coeficienților de susceptibilitate (fig. 3.18). Fiecare punct din arealul studiat este descris de o anumită combinație de rocă, pantă şi aspect (orientare). Fiecare punct este comparat cu celula corespunzătoare în matricea de susceptibilitate a alunecărilor. Aceasta identifică clasa de susceptibilitate pentru fiecare punct după modelul prezentat în fig. 3.17. După ce toate punctele sunt repartizate pe clase, limitele sunt trasate prin metoda izoliniilor. În final, va rezulta o hartă a susceptibilității severe, înalte, moderate şi reduse a terenurilor la alunecări.

Abordarea matricială a susceptibilității terenurilor la alunecare reprezintă un instrument capabil să acopere informațiile de pe un mare areal privind instabilitatea terenurilor (sau alt fenomen de interes într-o regiune dată, definit pe baza a trei atribute esențiale) şi să elimine observațiile subiective în evaluarea procesului. Metoda este eficientă, economică şi rapidă din cauză că foloseşte puține variabile măsurabile, mai ales dacă se utilizează calculatorul electronic.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAŞI UNIVERSITY LIBRARY

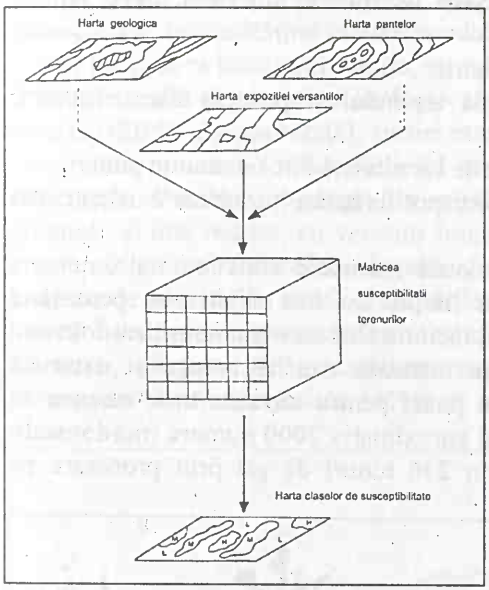


Fig. 3.18. Paşii urmăriţi în elaborarea hărţii susceptibilităţii terenurilor la alunecare.

Hărţi de susceptibilitate a terenurilor la procese geomorfologice a realizat şi Floare Grecu (2002) printr-o metodă sumativă oarecum similară. Etapele de lucru se referă la analiza potenţialului morfodinamic pe unităţi de suprafaţă de 1 km^2 (în fapt, mai mulţi factori morfometrici cărora li se alocă un anumit scor de risc). Asemenea tipuri de hărţi au numeroase neajunsuri, de aceea se recomandă utilizarea unui alt tip de hărţi de susceptibilitate, cele elaborate şi desenate cu ajutorul calculatorului electronic care au menirea de a reduce din imperfecţiunile unui operator.

3.5.2.3. *Hărţile de susceptibilitate a alunecărilor desenate cu ajutorul calculatorului electronic*

Natura complexă a sistemului de stabilitate a versanţilor face ca evaluarea hazardului alunecărilor să fie foarte potrivită pentru analiza cu ajutorul calculatorului electronic. Întrucât mulţi parametri au variabilitate spaţială, calculatoarele pot fi folosite pentru a genera hărţi de hazard. Asemenea hărţi desenate de computer au fost realizate de Newman et al (1978) pentru San Mateo County, California. Metodologia este aproape identică cu cea pentru realizarea manuală a hărţilor de susceptibilitate a alunecărilor propusă de Brabb et al. (1972), exceptând faptul că hărţile cu geologia, panta şi perimetrele cu alunecări au fost digitizate şi transformate apoi în format de carouri cu latura de 76,2 m. S-a constatat că hărţile computerizate pot fi generate în acelaşi timp şi cu nişte costuri mai mici decât cele produse manual, cu beneficii în reducerea efortului uman, în eliminarea multor erori şi crearea unei baze de date pentru utilizarea în viitor. Tehnicile de calcul au fost folosite pentru a realiza un set de hărţi ale hazardului

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pentru numeroase regiuni din Europa şi SUA (Carrara et al., 1978; 1991; Armaş et al., 2003; Armaş, 2006).

Setul de hărți a inclus următoarele hărți:

(i) condițiile geologice, morfologia terenului şi procese care afectează structurile antropogene;

(ii) hazarde sau combinații de hazarde care există într-un anume punct;

(iii) zone unde amenajările antropice pot înrăutăți hazardele existente sau pot pune în pericol mediul natural.

Pentru harta geologică au fost folosite metodele convenționale, aceasta fiind considerată harta de bază. Toate hărțile au fost digitizate, permițând obținerea automată a hărții finale. Fiecare factor a fost numeric ierarhizat folosind criterii pentru a evalua severitatea, permanența sau recurența şi estimată dificultatea de ameliorare pentru fiecare punct pentru un sistem de carouri de aproximativ 3000 de numere (est- vest) şi aproximativ 2000 numere (nord – sud). Fiecare tip de hartă a fost haşurată prin 256 tonuri de gri prin procesare pe calculator sau culori.

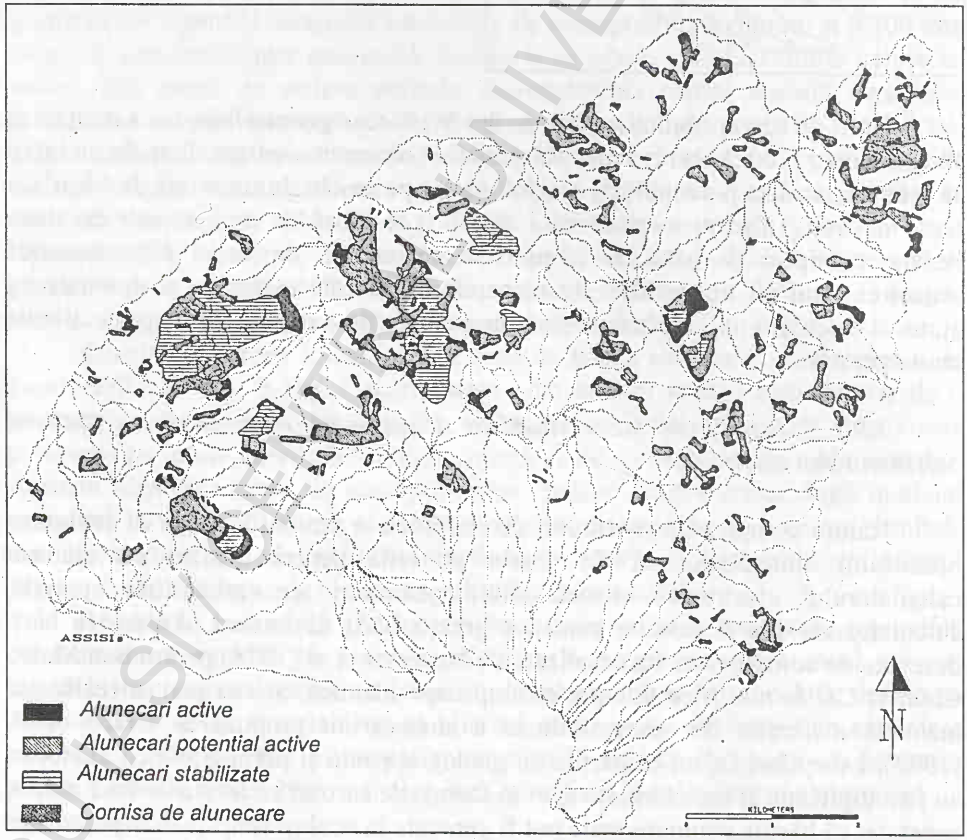


Fig. 3.19. Harta distribuției alunecărilor de teren generată printr-un program de calculator: bazinul hidrografic Tesion, Umbria, Italia (Carrara et al., 1991).

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

Carrara et al (1991) au dezvoltat problema evaluării hazardului alunecărilor, îmbunătățind metodele odată cu evoluția tehnicii de calcul. Aplicația a avut loc asupra bazinului Tescio, un bazin de 60 km^2 în regiunea Umbria, Italia. Bazinul se află dispus pe o litologie alcătuită din calcare, marne fin stratificate jurasice (20 % din suprafață), şisturi marnoase de vârstă oligocenă (30%), gresii, calcarenite miocene (50%). Relieful este strâns legat de condițiile geologice şi structurale. Pantele şi energia de relief sunt mai mari pe rocile calcaroase şi grezoase şi mai reduse, cu versanți fragmentați pe roci marnoase şi argiloase. Pe aceste ultime roci alunecările de teren sunt abundente şi relieful este modelat prin procese de mişcare în masă. Terenurile sunt intens utilizate în scopuri agricole, aşa că inventarierea alunecărilor a fost dificilă. Au fost inventariate 243 alunecări de teren, din care 15% stabilizate sau potențial active. Tipologic, cele mai numeroase sunt superficiale (41%) şi curgeri (18%); ca vârstă ele sunt relativ recente.

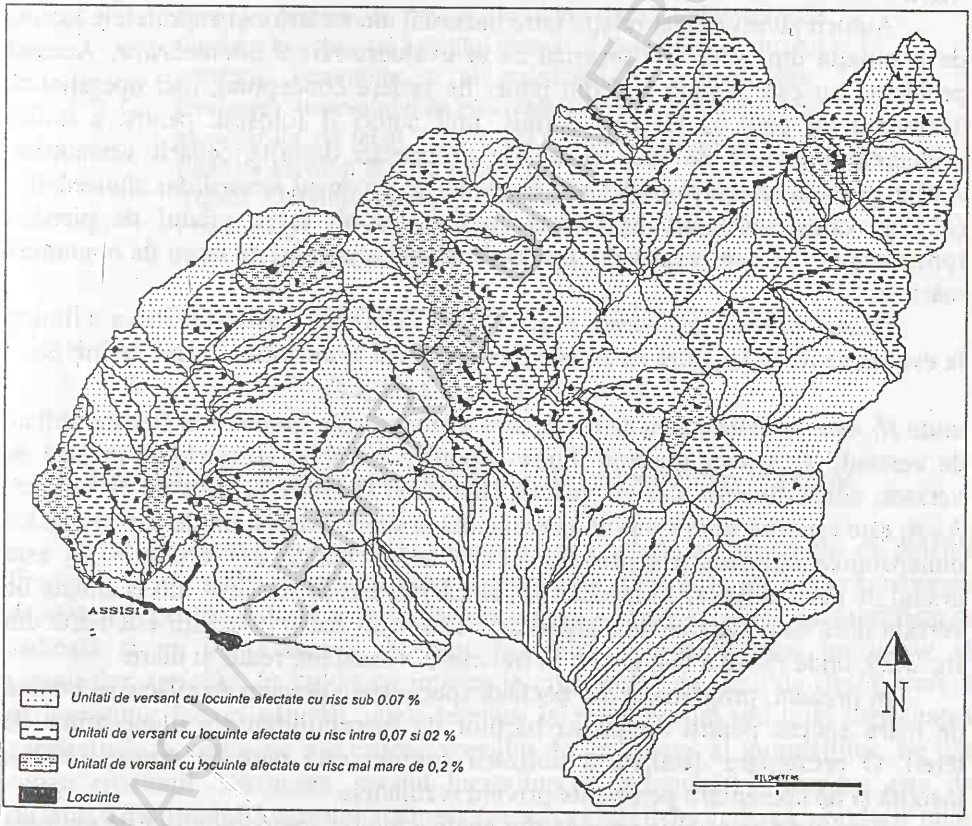


Fig. 3.20. Evaluarea riscului alunecărilor ce afectează locuitorii din bazinul Tesio, Italia (Carrara et al., 1991).

Metoda de lucru: harta topografică în scară 1/25000 a fost digitizată, curbele de nivel au fost procesate pentru a genera un model digital de teren

(DTM). Datele geologice au fost obținute de pe hărți în scară 1: 10 000, fiind delimitate un număr de 10 unități litologice. Pentru a evalua condițiile hidrogeologice ale versanților au fost estimați o serie de parametri simpli, cum ar fi altitudinea, orientarea versanților, relațiile stratigrafice dintre rocile permeabile și cele impermeabile. Utilizarea terenurilor a fost obținută prin aerofotografiere, deosebindu-se 10 clase, din care una fiind suprafața locuită. Inventarierea alunecărilor s-a bazat pe cercetări de teren și aerofotografiere din perioade diferite de timp (fig. 3.19). Pentru fiecare perimetru de alunecare a fost adoptată o fișă simplă de inventariere care a inclus tipul alunecării, gradul de activitate, vârsta relativă, adâncimea și viteza aproximative, suprafața cornișei, a zonei de acumulare, zone de reactivare etc. Investigația a fost realizată, ca și în celelalte exemple, prin evaluarea tuturor parametrilor pe o rețea de carouri de 25 x 25 m, care nu se poate realiza decât cu un program de calculator, în cazul de față numit MDIP.

Autorii au investigat relația între hazardul alunecărilor și suprafețele locuite de populația din zonă. S-a încercat să se evalueze *riscul alunecărilor*. Această problemă nu este simplă nici din punct de vedere conceptual, nici operațional. Termenul nu pare să fie clar definit; unii autori îl folosesc pentru a indica pierderea probabilă de vieți și/sau de proprietăți datorită cedării versanților. Astfel, *riscul alunecărilor* (R_L) este exprimat de produsul *hazardului alunecărilor* (H_L) și *vulnerabilitatea*. Mai târziu a fost definit drept gradul de pierderi (proprietăți, vieți) ce rezultă din producerea unei alunecări de teren de o anumită mărime.

În ce-i privesc pe Carrara et al. (1991), în bazinul Tescio analiza s-a limitat la evaluarea R_L în legătură cu zonele locuite, riscul alunecărilor a fost definit ca:

$$R_L = H_L \times A_L/A_s \times A_d/A_s \times D_L$$

unde H_L este probabilitatea de producere a alunecărilor de teren în fiecare unitate de versant; A_L/A_s este raportul dintre suprafața instabilă și suprafața unității de versant, adică dimensiunea așteptată a suprafeței instabile în unitatea de versant; A_d/A_s este raportul dintre suprafața nelocuită și suprafața unității de versant, adică dimensiunea așteptată a suprafeței locuite într-o unitate de versant; D_L este gradul de pericol datorită alunecărilor, adică pierderi de locuințe într-o unitate de versant dacă sunt afectate de o alunecări. Rezultatul acestor operații este harta din fig. 3.20, unde riscul a fost grupat în trei clase: virtual nu, redus și mare.

In prezent, programele din pachete specializate precum ArcView se bucură de mare succes pentru realizarea hărților de susceptibilitate a alunecărilor de teren. O prezentare detaliată a utilizării softului este dată de Armaș (2006), însoțită și de comentarii pertinente privind rezultatele.

Concluzia ce trebuie reținută din analiza tuturor metodologiilor de obținere a susceptibilității terenurilor la alunecare este că cercetarea de teren riguroasă și profesionistă reprezintă cheia de succes în toate prelucrările ulterioare, indiferent cât de complicate sunt acestea. Programele de prelucrări spațiale a datelor facilitează munca cercetătorului și, într-un timp scurt, permite realizarea a unui număr nelimitat de combinări și calcule.

4. Cercetări de geomorfologie aplicată pentru îmbunătățiri funciare, irigații și desecări

Definiții. Clasificarea lucrărilor de îmbunătățiri funciare. Primele lucrări de îmbunătățiri funciare. Imbunătățirile funciare în contextul cadrului natural al României. Controlul eroziunii versanților și al stabilității lor. Studiu caz: Evaluarea intervalului de recurență și a ratei denudației prin alunecărilor de teren. Studiu caz: Alunecările de teren ca surse de aluviuni în albia r. Buzău.
Irigații. Definiții, istoric și răspândire. Sistemul de irigații. Prize de apă. Metode de udare. Construcții hidrotehnice pe rețea. Colmatarea canalelor de irigații. Desecări.

4.1. Definiții. Clasificarea lucrărilor de îmbunătățiri funciare

Prin sintagma "*îmbunătățiri funciare*" se înțelege un ansamblu de măsuri finalizate prin lucrări mecanice asupra terenurilor, prin care se înlătură acțiunea dăunătoare pentru culturi a unor factori naturali, ceea ce duce la modificarea radicală și pe lungă durată, în sens favorabil, a potențialului productiv al terenurilor agricole. In raport cu interesele civilizației, ca timp de desfășurare a acțiunii unor factori naturali, unele terenuri își pierd parțial sau total capacitatea productivă. Aceasta, fie din cauza excesului de umiditate, al inundațiilor, fie din cauza eroziunii. De aceea, scopul lucrărilor de îmbunătățiri funciare este de dirijare a regimului factorilor naturali (pe cât posibil) în vederea obținerii unor producții sporite și constante de la un an la altul.

După rolul pe care-l au, *lucrările de îmbunătățiri funciare* se clasifică astfel:

- lucrări *cu rol de refacere* (completare) în sol a deficitului de umiditate și în care categorie se cuprind irigațiile;
- lucrări care au rol de a *preveni sau elimina excesul de apă* din sol, de la

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suprafaţa acestuia, categorie în care se încadrează regularizarea cursurilor de apă, desecarea şi drenajul;

- lucrări care au rolul de a *proteja solul* împotriva acţiunii mecanice a apei şi a vântului, categorie în care intră complexul de lucrări de prevenire şi combatere (control) a eroziunii solului;

- lucrări pentru *acumulări de apă* necesară în agricultură, industrie, agrement etc.

Principalele *trăsături ale lucrărilor de îmbunătăţiri funciare* care le deosebesc net de lucrările agricole obişnuite se referă la: durabilitatea mare a lor şi lipsa periodicităţii; importanţa specifică mare pe care o necesită; caracterul lor complex şi de înaltă tehnicitate; rapida evoluţie în concepţiile de amenajare şi ritmul ridicat de realizare a acestor lucrări pe glob.

Menţiunea "lipsa periodicităţii" se face pentru a le deosebi de lucrările agricole care şi ele au un efect ameliorativ, dar se realizează periodic. In plus, lucrările de îmbunătăţiri funciare au perioada de amortizare de 11 - 12 ani, în timp ce lucrările agricole se amortizează de la un an la altul. De asemenea, se ridică probleme de ordin social, întrucât realizarea lor presupune comasarea unor mari suprafeţe de teren.

Lucrările de îmbunătăţiri funciare nu sunt o invenţie a perioadei moderne, ci datează din cele mai vechi timpuri. Se spune că ele au apărut în urmă cu cca 12.000 ani. Insuşi faptul că marile civilizaţii s-au dezvoltat şi evoluat pe văile marilor fluvii Nil, Tigru, Eufrat, Gange, Fluviu Galben ş.a. constituie o dovadă, iar date sigure permit evaluarea primelor măsuri de acest tip cu cca 5000 ani î.e.n. în Mesopotamia, China, India, Egipt, Asia Centrală.

În ţara noastră, primele lucrări de îmbunătăţiri funciare, datate pe bază de documente, s-au executat în sec. al XIII-lea pentru desecarea unor terenuri din Ţara Bârsei, cu ocazia înfiinţării localităţilor Prejmer, Sân Petru şi Hărman; în Moldova, din sec. al XIV-lea când s-au efectuat primele lucrări de acumulare în scop permanent, dar şi pentru prevenirea inundaţiilor. Primele lucrări pentru punerea în valoare a terenurilor inundabile s-au efectuat în Câmpia Banatului, în sec. al XVIII-lea. In sec. al XIX-lea încep marile indiguiri şi regularizări de albii, desecări de bălţi şi mlaştini din Câmpia de nord a Tisei. Pentru a feri Bucureştiul de inundaţii, în 1780 s-a construit Canalul Ipsilanti - Ciorogârla. In 1895, apar primele lucrări în regiunea inundabilă a Dunării, apoi în sec. XX preocupările sunt mai insistente, un salt deosebit fiind făcut după al doilea război mondial.

In mod evident, măsurile de îmbunătăţiri funciare trebuie să ţină seama de condiţiile naturale pentru care sunt aplicate acţiunile; între aceste condiţii, *relieful* este o componentă majoră, atât ca element de variaţie a energiei, cât şi ca dinamică actuală. In plus, este unul dintre factorii care imprimă o mare variaţie locală, în special prin tipurile genetice de reliefuri (de acumulare, de eroziune cu subtipurile sale aferente: ex. terase, lunci, versanţi deluviali, conuri aluviale etc), cât şi ca înclinare. In consecinţă, pentru orice măsuri de ameliorare, de îmbunătăţire funciară, nu se poate face abstracţie de cunoaşterea factorului relief, ceea ce se înţelege, implică cercetarea geomorfologică, de la cunoaşterea

configuraţiei terenurilor prin metodele specifice domeniului geomorfologiei, până la cunoaşterea stabilităţii lor şi a ratei proceselor de eroziune sau denudaţionale.

Studiile se fac pentru areale dinainte stabilite în funcţie de măsurile de îmbunătăţiri preconizate să se execute. Aceste areale pot fi delimitate convenţional, pe criterii administrative sau raportate la unităţi naturale şi bazine hidrografice, evident, funcţie de natura lucrărilor.

Referindu-ne la situaţia generală a condiţiilor cadrului natural al ţării noastre, *îmbunătăţirile funciare* au în vedere următoarele:

-controlul eroziunii versanţilor, inclusiv al stabilităţii;

-controlul inundaţiilor şi al proceselor de albie;

-irigaţiile şi desecările.

Fiecare categorie implică o abordare specifică a cercetărilor geomorfologice. În secţiunea următoare ne vom ocupa de problemele de geomorfologie aplicată în contextul controlului eroziunii versanţilor şi al stabilităţii lor. Asupra celorlalte tipuri de îmbunătăţiri funciare ne vom ocupa în capitole distincte în relaţie şi cu alte tipuri de intervenţie antropică.

4.2. Controlul eroziunii versanţilor şi al stabilităţii lor

Pe teritoriul României, datorită condiţiilor de relief, sol şi agresivitate climatică, eroziunea solului generează pe teritoriile în pantă importante pagube, atât agriculturii, cât şi altor ramuri ale economiei. Structura fondului funciar al României este cea prezentată în fig. 4.1, din care reiese predominanţa suprafeţelor agricole. Studiile de specialitate au demonstrat că cca 50% din suprafaţa totală a terenurilor agricole este afectată de eroziune în suprafaţă şi adâncime sau alunecări în diverse stadii de evoluţie. Astfel, din suprafaţa totală de cca 7,4 mil. ha terenuri agricole afectate de aceste procese, 46% sunt reprezentate de eroziune slabă, 42% de eroziune moderată şi puternică şi 12% eroziune foarte puternică şi excesivă.

Din examinarea distribuţiei proceselor de eroziune în diferite zone fizico-geografice ale ţării, reiese faptul că pe ansamblu, cele mai mari suprafeţe afectate de eroziune în diverse stadii sunt situate în Podişul Transilvaniei (29 - 30%) urmat de zona subcarpatică meridională (27,2%) şi Podişul Moldovei (21,4%) (fig. 4.2).

In ceea ce priveşte eroziunea foarte puternică şi excesivă, în raport de condiţiile fizico-geografice, variaţia este mare. Astfel, cea mai mare pondere o reprezintă zonele din Podişul Transilvaniei (45,4%), Podişul Moldovei (45,3%) şi zona dealurilor din Subcarpaţii Meridionali (50,2%). Procesele geomorfologice responsabile de cele mai intense eroziuni sunt spălările în suprafaţă şi eroziunea liniară (torenţială) (fig. 4.2), după care alunecările de teren se înscriu cu un procent însemnat la degradarea terenurilor în România.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

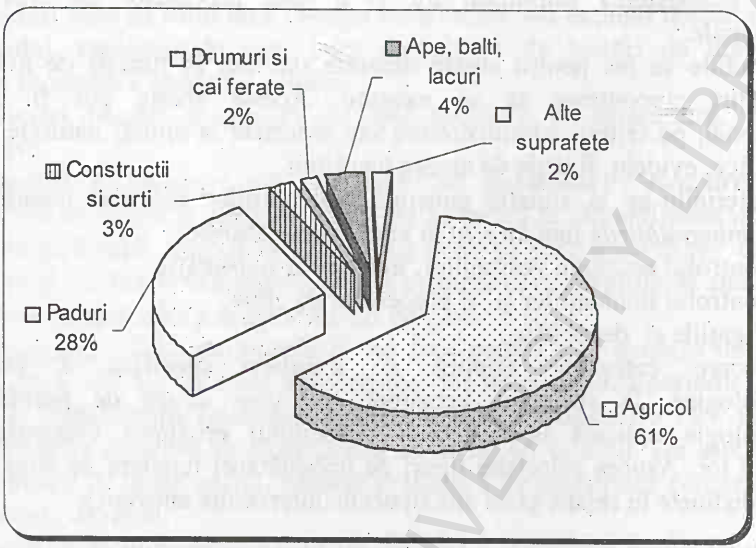


Fig. 4.1. Structura fondului funciar al României în 2001(Institutul Național de Statistică).

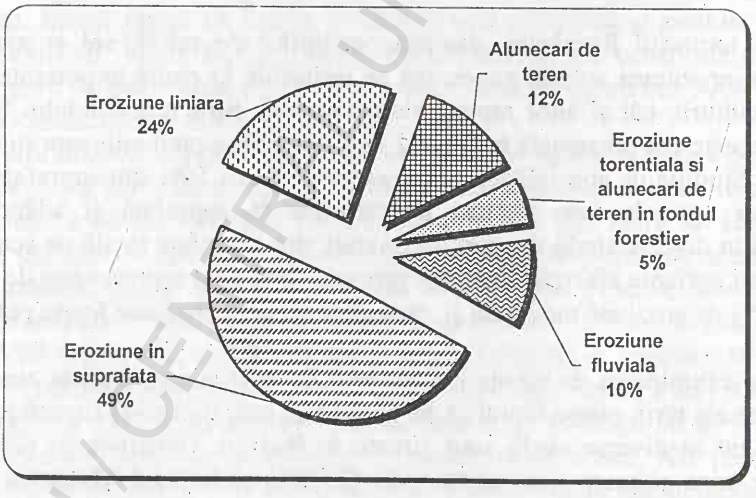


Fig. 4.2. Diferențierea tipurilor de eroziune pe teritoriul Romaniei (prelucrare după datele publicate Moțoc, 1984).

Pe plan mondial, cât şi în țara noastră, se manifestă grave procese de deteriorare a proprietăților fertile ale solului. Calitatea solului în România s-a deteriorat foarte mult (tabel 4.1), din totalul suprafeței agricole de aproape 15 milioane ha, aproximativ 12 milioane ha (din care 7,5 milioane ha teren arabil) sunt afectate de unul sau mai mulți factori de limitare a calității.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabel. 4.1. Factorii de limitare a calității solului şi mărimea suprafețelor agricole afectate (Comisia Națională de Statistică)

Factori limitativi ai calității solului	Suprafața afectată		
	1992	1997	
	1000 hectare	1000 hectare	Ca procent din totalul terenului agricol
Suprafețe afectate de secete frecvente	3900	7100	48
Suprafețe cu exc es de umiditate	900	3781	26
Eroziunea apei	4065	6300	43
Eroziune eoliană	387	378	3
Soluri sărăturate	600	614	4

După anul 1991, considerat de referință prin aplicarea Legii 18 cu privire la reconstituirea drepturilor de proprietate asupra terenurilor agricole, procesele de degradare ale solului s-au intensificat, îndeosebi în zonele cu potențial eroziv. În aceste zone lucrările antierozionale au fost scoase din funcțiune şi s-a trecut la o agricultură de subzistență, cu folosirea unor agrotehnici rudimentare şi culturi ce favorizează eroziunea. După cum se constată (fig. 4.3), în 1990-1991 a intrat în proprietate privată aproape 70% din fondul agricol al țării, iar în anul 2000 aproape 90 %. Evident că ritmul cel mai accelerat de schimbare a proprietății l-au înregistrat terenurile arabile, viile şi livezile (fig. 4.4). Astfel, terenurile arabile tind să se reducă, în locul lor crescând suprafețe de păşuni şi fânețe şi terenuri construite. Cea mai dramatică diminuare o au livezile şi pepinierile pomicole, cu aproape 25% în 15 ani.

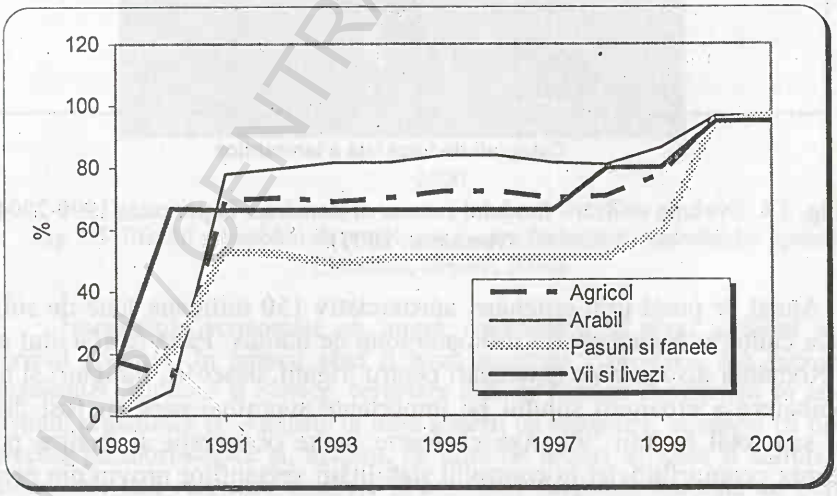


Fig.4.3. Schimbarea tipului de proprietate asupra terenurilor agricole (Bălteanu, Urşanu, 2004).

Două imagini satelitare asupra unei porțiuni de teren din Câmpia Română sunt sugestive privind stadiul fărâmițării terenurilor agricole prin schimbarea

titlului de proprietate (fig. 4.5). Am arătat deja în altă secțiune statistica realizată la nivelul țării asupra numărului de parcele de teren apărute după 1991, care sunt de peste două ori mai numeroase decât cele de la nivelul anului 1940. Aceste modificări sunt rezultatul unor acțiuni politice care nu fac obiectul lucrării noastre. Problema gravă care a fost şi rămâne este pronunțatul proces de degradare a calității şi productivității solului. Din analiza făcută de Ambăruş (2007) în bazinul Tutovei rezultă faptul că în perioada 1985 – 2000 în toate localitățile investigate se constată creşterea terenurilor neagricole, deşi inițial terenurile erau agricole în proporție de peste 75%. De asemenea, este dată o cifră alarmantă privind creşterea terenurilor neproductive de până la 1353% în cazul comunei Lipova din acelaşi bazin al Tutovei..

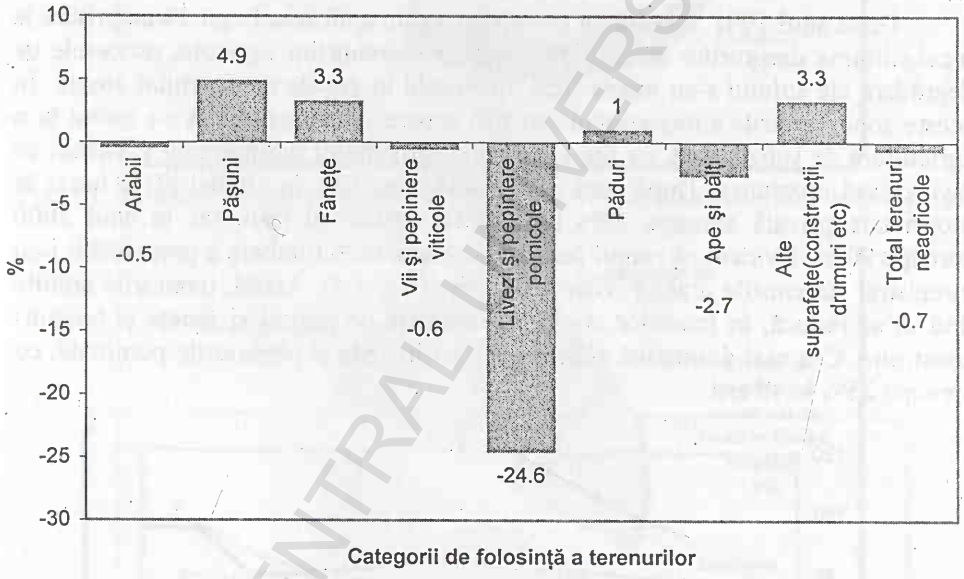
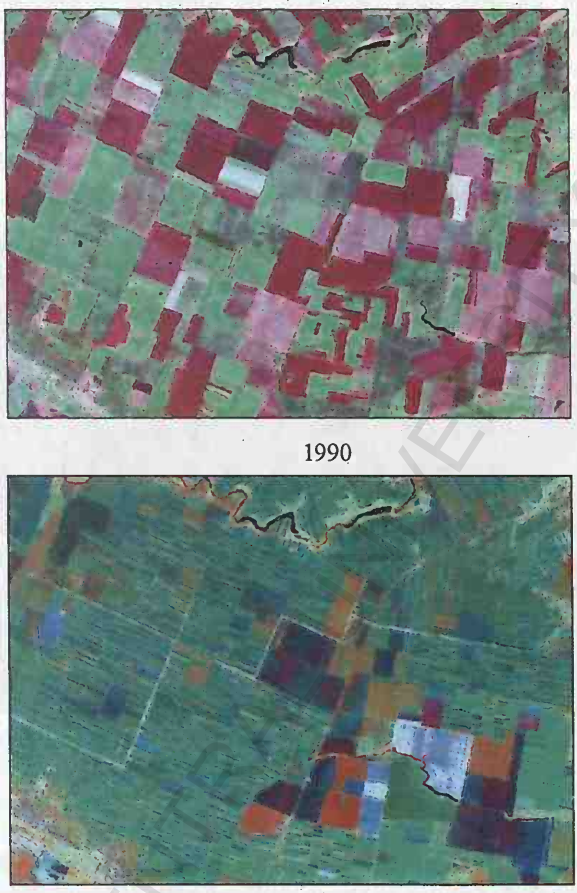


Fig. 4.4. Evoluția utilizării fondului funciar al României în perioada 1990-2004 (Ambăruş, 2007).

Anual se pierd prin eroziune, aproximativ 150 milioane tone de sol, care evaluate calitativ înseamnă 1,5 milioane tone de humus. Până la sfârşitul anului 1989, România dispunea de amenajări pentru irigații, desecări, îndiguiri şi lucrări de combatere a eroziunii solului pe importante suprafețe care au fost distruse parțial sau total în anii '90. Aşa că foarte multe observații şi analize privind implicarea geomorfologiei în controlul stabilității versanților provin din perioada anterioară anului 1989. După această perioadă s-a înregistrat un regres în activitatea de cercetare, proiectare şi implementare a lucrărilor de îmbunătățiri funciare. Au început să fie reluate treptat, ca urmare şi a unor ani deosebit de

capricioşi în ce priveşte condiţiile climatice, o alternanţă de ani extrem de secetoşi, cu alţii foarte ploioşi.



1990

2000

Fig. 4.5. Efectul schimbării de proprietate asupra fărâmiţării suprafeţelor agricole (Bălteanu, Urşanu, 2004).

Necesităţile economice au impus organizarea la nivel naţional a unor servicii speciale. In primul rând o largă reţea de cercetare, sub îndrumarea Academiei Agricole şi Silvice, cercetare care se face ca *experiment în teren* în staţiuni organizate şi echipate în mod special cu aparatură, în raport cu tipul de procese geomorfologice şi, evident, cu tipul de lucrări agricole şi culturi. Unul dintre cele mai relevante exemple îl constituie Staţiunea Centrală de Cercetări pentru Combaterea Eroziunii Solurilor de la Perieni - Bârlad (Judeţul Vaslui) a cărei activitate este neîntreruptă timp de 40 de ani. Măsurători directe pe terenuri

experimentale realizate de-a lungul timpului sub auspiciile ASAS de Popa et al. (1984), Ioniță, Ouatu (1985) şi sintetizate recent de Ioniță (2000) redau cu deosebită acuratețe valorile ratei eroziunii în suprafață a versanților pentru condiții diferite de cultură şi pentru teren nud, în relație directă cu agresivitatea pluvială. Din aceste date se poate concluziona că *eroziunea în suprafață* şi *în rigole* poate îndepărta anual de pe un teren lipsit de vegetație în zona Podişului Central Moldovenesc în medie 28,00 t/ha/an (fig. 4.6). Evident, aceste cifre se reduc considerabil funcție de utilizarea terenurilor. Riscul erozional maxim se plasează în lunile iunie-iulie, cu procente de 30 – 40% din total an.

Fig. 4.6. Eroziunea liniară instalată în lungul versantului, favorizată de lucrările agricole necorespunzătore în zona Perieni, jud. Vaslui (foto N. Popa).

In al doilea rând s-a creat şi o rețea de servicii de proiectări şi investiții în acest sens. Este vorba de I.S.P.I.F. (Institutul de Studii pentru Proiectări şi Îmbunătățiri Funciare) şi Oficiul Județean de Exploatări şi Îmbunătățiri Funciare în fiecare județ, care să transpună în practică proiectele de îmbunătățiri funciare. Pe aceste baze, în fiecare județ s-au organizat perimetre etalon în vederea generalizării, dar şi a diferențierii măsurilor de îmbunătățiri funciare în raport de condițiile locale ale fiecărui județ.

Sub aspect geomorfologic, pentru a participa la ansamblul măsurilor de îmbunătățiri funciare este important a avea în vedere câteva elemente majore care caracterizează relieful: morfologia şi hipsometria reliefului; înclinarea sau geodeclivitatea; expoziția versanților; tipurile genetice de relief; procesele actuale de modelare a reliefului; rata proceselor actuale de modelare a reliefului; regionarea terenurilor funcție de tipologia proceselor; rata eroziunii sau a denudației reliefului; stabilitatea terenurilor.

Toate acestea, geomorfologul nu le poate argumenta fără a avea imaginea reală a *alcătuirii geologice* (în speță litologia), a grupelor de soluri în raport cu

rezistența la eroziune, a tipurilor de vegetație și gradul de acoperire cu vegetație din aria terenurilor și, nu în ultimă instanță, a condițiilor social-economice.

Prin urmare, în cercetările de geomorfologie aplicată trebuie rezolvate toate problemele la care ne-am referit. In acest context, se impun următoarele considerații :

1) funcție de situație, realizarea unei hărți a *depozitelor superficiale* (*neconsolidate*);

2) realizarea hărților hipsometrice, de expoziție a versanților și a înclinării acestora; în acest caz (adică a înclinării versanților) clasele de pante alese (stabilite) trebuie să se bazeze pe unele cerințe practice privind mecanizarea lucrărilor agricole;

3) realizarea unor hărți pedologice în legătură cu care este necesară si o evidențiere a grupării solurilor funcție de rezistența lor la eroziune. Asemenea clasificări sunt realizate de către specialiștii în îmbunătățiri funciare (de ex., Băloiu și Ionescu, 1986) și care pot fi folosite pentru cartografiere.

4) realizarea hărții tipurilor genetice de relief, a proceselor geomorfologice actuale. In acest din urmă caz se vor avea în vedere procesele reprezentative pentru regiunea luată în studiu, respectiv: eroziunea în suprafață, ravenația, alunecările de teren, alte procese de mișcare în masă (tasări, surpări, creep etc).

5) asamblarea acestor materiale informative în tehnica GIS și obținerea unor indicatori privind susceptibilitatea terenurilor atât la ansambul măsurilor de îmbunătățiri funciare, cât și la procesele geomorfologice.

Referitor la *procesele de mișcare în masă* și în special la alunecările de teren (acestea impun luarea unor măsuri de nivelare a versanților, a aducerii lor la valori ale unghiului de frecare internă care să mărească stabilitatea) este necesară o cartare funcție de următoarele elemente :

A. *Condițiile geologice, geomorfologice, morfoclimatice și de folosință a versanților* (1. natura și stratificația rocilor (în masa în mișcare și în masivul în loc); 2. descrierea microreliefului versanților; 3. regimul apelor subterane și de suprafață (inclusiv bazinul de alimentare); 4. regimul precipitațiilor (în special, precipitații în 24 de ore); 5. expoziția versanților ; 6. folosința terenurilor de pe versanți sau tipul de vegetație pentru versanții fără o utilizare restrictivă).

B. *Comportarea versanților, dacă este cazul, la modul de manifestare a alunecărilor de teren*

C. *Starea stabilității versanților* (1.versanți instabili – cu alunecări active sau cu alunecări incipiente și potențiale ; 2 versanți stabili - cu alunecări stabilizate (fixate) sau 3. versanți fără indicii de alunecări vechi sau potențiale).

D. *Cauze probabile ale alunecărilor*

D.1 - Modificarea regimului hidrologic și hidrogeologic (1. despădurirea ; 2. terasarea ; 3. înlăturarea sau schimbarea covorului vegetal ; 4. blocarea ieșirii apelor subterane, fapt ce duce la ridicarea nivelului freatic, apariția subpresiunilor).

D.2 - Modificarea echilibrului mecanic al versantului (1. eroziunea bazală (piciorul versantului ; 2. eroziunea areală a suprafeței versantului ; 3. eroziunea

torențială (făgaşe, ogaşe, ravene) ; 4. executarea de lucrări de terasare (excavații ramblee) ;

D.3. - Modificarea rezistenței pământurilor (1. fenomene de sufoziune ; 2. levigarea sărurilor solubile; 3. umezirea excesivă a pământurilor; 4. procese de contracție şi fisurare ; 5. formarea de goluri şi caverne în versant (de exemplu prin eroziune torențială).

E. *Tipul probabil al mişcării* (1.surpări ; 2. alunecări rotaționale (desprinderea, deplasarea unui bloc de pământ pe o suprafață curbă, blocul desprins având contrapantă) ; 3. Alunecări de translație (deplasarea unui strat sau a unor blocuri desprinse din el pe o suprafața plană) ; 4. curgeri de mică adâncime ; 5. lichefierea şi curgerea unui întreg masiv).

F. *Modul de propagare a unei alunecări*(1. alunecări delapsive (regresive, glisante) ; 2. alunecări detrusive (împingătoare, progresive) ; 3. alunecări mixte).

G. *Corespondența între masivul antrenat în mişcare şi stratificația masivului în loc* (1. alunecări consecvente ; 2. alunecări insecvente ; 3. alunecări asecvente, inclusiv curgerile).

H. *Poziția probabilă a suprafeței de alunecare* (1. alunecări în depozite acoperitoare ; 2. alunecări ce afectează şi roca în loc).

I. *Panta generală a versantului* pe care s-a produs alunecarea. Se recomandă următoarele clase de pante(1. alunecări pe versanți cu înclinare redusă ($< 10^0$) ; 2. alunecări pe versanți cu înclinare medie (10 - 20^0) ; 3. alunecări pe versanți cu înclinare mare ($> 20^0$) ;

J. *Adâncimea maximă (Hmax) presupusă a alunecării* (1. alunecări de mică adâncime (<2 m) ; 2. alunecări de adâncime medie 2 - 5 m) ; 3. alunecări de adâncime mare (5 - 10 m) ; 4. alunecări de adâncime foarte mare (> 10 m).

K. *Suprafața versantului afectată de mişcări* (1. Alunecări cu suprafețe reduse (< 1 ha) ; 2. Alunecări cu suprafețe medii (1 - 5 ha) ; 3. Alunecări cu suprafețe mari (5 - 25 ha) ; 4. Alunecări cu suprafețe foarte mari (>25 ha).

L. *Gruparea alunecărilor pe versant* (1. alunecări pe întreg versantul ; 2. alunecări grupate pe anumite porțiuni ale versantului ; 3. alunecări izolate pe versant).

In evidențierea tuturor acestor elemente, principala dificultate o constituie *caracterizarea stabilității versanților când nu sunt evidente nici alunecări active, dar nici certitudinea stabilității.* Deşi schemele de investigare a alunecărilor sunt diverse, din cauza complexității problemei, s-a încercat o standardizare a programelor de înregistrare regională sau națională a alunecărilor. Colectarea datelor şi realizarea băncii de date este mult facilitată prin folosirea fişelor de inventariere. Principalul avantaj al folosirii fişelor de inventariere este că poate fi sistematic examinat fiecare parametru ce influențează alunecările de teren. Surdeanu (1998) se declară împotriva fişelor de inventariere complexe şi greu de manipulat. El propune o fişă uşor de completat şi care corespunde cerințelor practice. Ea pune la dispoziția proiectanților date morfometrice şi morfologice esențiale asupra întregului versant, dar şi a procesului însuşi, ca şi asupra legăturii dintre alunecări şi celelalte procese denudaționale, care pot concura la extinderea

daunelor. Fişa de inventariere înglobează cerinţele de la A la L enumerate mai sus şi va fi însoţită de o schiţă de hartă, unde se va arăta poziţia spaţială a alunecărilor luate în studiu.

Pentru a reduce cât mai mult caracterul nefondat al aprecierii unor astfel de cazuri se recomandă :

a) să se dea atenţie următoarelor *surse de informare* :

- stabilirea de analogii cu versanţii despre care putem enunţa cu suficientă încredere categoria din care fac parte;

- obţineri de date asupra stării anterioare a versantului din: informaţii de la localnici, documente de arhivă, studii şi proiecte, arhive comunale sau persoane particulare, proiecte pentru vechi căi de comunicaţii, a amenajărilor hidro-ameliorative etc.

b) *prezentarea unor factori* care pot deveni cauze active de periclitare a stabilităţii versanţilor;

-modificarea regimului hidrologic şi hidrogeologic prin: despăduriri, nivelarea versantului şi introducerea unor culturi care să contribuie la mărirea umidităţii terenurilor; introducerea de surse suplimentare de apă pe versant (pentru întreţinerea culturilor sau prin traversarea versantului de către reţele de alimentare cu apă potabilă sau industrială); blocarea căilor naturale de evacuare a apei, inclusiv a unor ravene şi viroage şi astuparea izvoarelor prin nivelarea versanţilor pentru preluarea în culturi agricole sau pentru construcţii de platforme industriale.

-modificarea stării de echilibru a unui versant prin: excutarea de excavaţii, deblee, cariere la piciorul versantului cu structuri geologice şi hidrogeologice favorabile alunecărilor; acţiunea prin abraziune a lacurilor antropice sau eroziunea laterală a râurilor care contribuie la subminarea bazei versanţilor.

-prezenţa unor alunecări active în puncte şi areale parţiale, în cazul unui versant, cu alcătuire litologică, hidrogeologică, energie de relief şi utilizare unitare pe întreaga suprafaţă.

-prezenţa crăpăturilor şi fisurilor la suprafaţa terenului în zonele marginale ale platformei interfluviale la contactul cu zonele de cornişă active, fisuri sau deformaţii ale pereţilor clădirilor;

c) *identificarea unor variaţii accentuate în regimul apelor freatice* (apariţia sau dispariţia lor), schimbări bruşte de nivel al apelor în fântâni sau foraje tubate, apariţia de zone de bălţire sau vegetaţie care indică ridicarea recentă a nivelului apelor;

d) *analiza consecinţelor* pe care le pot avea asupra mediului amenajări de mare anvergură: lacuri de baraj, unităţi industriale cu efect în poluarea vegetaţiei pe mari suprafeţe, fabrici de ciment - Bicaz, Taşca, Fieni, Uzina de prepararea minereurilor - Baia Mare, Călimani, Telnic Hunedoara etc) executarea de lucrări cu folosirea materialelor explozibile.

În concluzie, lucrările de îmbunătăţiri funciare trebuie precedate de o cunoaştere apropiată şi a condiţiilor geomorfologice a zonei care va fi supusă acestor intervenţii.

4.3. Studiu de caz: Evaluarea intervalului de recurență și a ratei denudației prin alunecări de teren

Pentru a evalua stabilitatea versanților sunt indispensabile patru criterii : - frecvența cu care apar alunecările; - magnitudinea mișcării; - rata mișcării; - tipul de mișcare.

În raport cu condițiile social-economice, pot fi derivate criterii secundare, precum : măsuri de remediere pentru stabilizarea versanților; costul stabilizării; mărimea, tipul și costul pagubelor cauzate de instabilizate; cele mai apropiate terenuri care suportă condițiile de stabilitate.

Unul dintre elementele de mare importanță în evaluarea gradului de stabilitate îl constituie vegetația forestieră. Bally, Stănescu (1971) au propus trei clase de stabilitate, după cum urmează:

Terenuri cu mare instabilitate, caracterizate în raport cu producția de masă lemnoasă (pădure) prin: versanți cu înclinare mare, cu procese de mișcare în masă (în cea mai mare parte); alunecări recente active, versanți adiacenți cu alunecări active, arii cu alunecări vechi sau cu indicii de instabilitate prin noi reactivări.

Terenuri problematice, caracterizate prin dominarea versanților puternic înclinați, cu alunecări vechi, dar fără semne recente de instabilitate.

Terenuri stabile sunt acelea care au toate indiciile de stabilitate, începând cu înclinarea și lipsa proceselor de mișcare în masă.

Terenurile considerate instabile au vegetația forestieră perturbată, cu producție lemnoasă redusă, fără posibilitatea de a o prognoza. Din păcate, istoria alunecărilor este puțin cunoscută, dar specialiștii au găsit o posibilitate și anume *calculul intervalului de recurență* a precipitațiilor care ating pragul declanșării alunecărilor, prag care diferă în raport cu zonele climatice. De exemplu, în Noua Zeelandă, o arie cu climat oceanic, cantitatea de precipitații maxime în 24 ore care depășesc 200 - 250 mm cu un interval de recurență la cca 100 de ani, determină generalizarea fenomenului, la scara tuturor regiunilor montane și colinare. Insă sunt și alte praguri, valabile pentru climatele temperate, de 120 mm/24 h; 100 mm/24 h și 60 mm/24 h care se impun în raport cu o serie de condiții particulare ale regiunii. Concret, după momentele în care s-au produs precipitații care declanșează alunecări de teren de amploare se intreprind anchete în rândul localnicilor, mai cu seamă ale oficialităților, presa locală, se alcătuiesc hărți ale distribuției alunecărilor reactivate la o anumită cantitate de precipitații. După realizarea unor asemenea anchete se recurge la analize de detaliu și anume: identificarea unor relații (evident cantitative) funcție de litologie, între elementele morfometrice de bază ale condițiilor în care s-au produs alunecările. In primul rând, distribuția alunecărilor pe relația înclinare - înălțimea versantului pe tipuri de litologii, apoi pe tipuri de folosință a terenurilor; distanța de la baza versantului - creasta versantului.

Magnitudinea mișcării se evaluează în termenii *volumului de material deplasat* și caracteristicile acestuia în raport cu roca din substrat (de exemplu, s-a

constatat că volumul alunecărilor din deluvii este de 1,3 - 1,8 ori mai mare decât al alunecărilor rocilor *in situ*); al suprafeței expuse alunecării; al suprafeței cu depozite deluviale, aria totală afectată de alunecări; numărul punctelor cu alunecări.

Pentru a evidenția mărimea fenomenului ca intensitate sau densitate a valorilor se iau arii eşantion (unitate de teren, versant, bazin hidrografic sau pur şi simplu o unitate arbitrară). De asemenea, se evaluează rata mişcării alunecării care este foarte necesară în determinarea ratei denudației. Cei mai mulți specialişti acceptă scara propusă de Varnes (1958) şi anume: mişcări extrem de rapide (3 m/s); foarte rapide > 0,3 m/min; rapide 0,03 m/min →1,5 m/zi; moderate 1,5 m/lună; încete (sub 1,5 m lună → 1,5 m/an); foarte încete 1,5 m - 0,3 m/an; extrem de încete < 0,3 m/an.

Având în vedere aceste elemente, precum şi intervalul de recurență, putem calcula *rata denudației* (*DR*) şi anume :

$$DR = SL/RI$$

în care *DR* - rata denudației, în sensul coborârii suprafeței terenului (în m sau mm/an); *SL* este suprafața coborâtă datorită alunecării şi *RI* este intervalul de recurență, iar *SL* se evaluează din relația :

$$SL = LV/SA$$

în care: *LV* este volumul de material deplasat prin alunecare (m^3) iar *SA* este unitatea de suprafață studiată, în m^2. Aceasta se calculează astfel :

$$SA = MA/\cos B$$

MA este suprafața planimetrată a unității de teren (m^2), *B* este înclinarea medie a versantului studiat (unitatea de teren).

Cât priveşte *intervalul de recurență* se calculează astfel :

$$RI = (N + 1)/M$$

RI este interval de recurență (ani) a unui eveniment; *N* este numărul de ani în care s-au realizat măsurători şi *M* este şirul de evenimente luate în considerație într-o ordine în care evenimentul de cea mai mare amplitudine este l.

Rata de denudație se calculează în această manieră numai pentru perioada echivalentă cu intervalul de recurență de realizare a condițiilor minime ale producerii alunecărilor. Evaluarea ratei denudației pe o perioadă mai lungă de timp trebuie să includă deplasările de cea mai mare magnitudine datorate unor evenimente cu cea mai mică frecvență.

Cartografierea alunecărilor de teren este una dintre metodele esențiale în evaluarea gradului de instabilitate a versanților pentru îmbunătățiri funciare. Aceasta ca o primă etapă de cercetare. Cartografierea se face funcție de topografie, de alcătuirea litologică, de elementele ce trebuiesc evidențiate sau prezintă prioritate în amenajare. A doua etapă presupune studii de detaliu, prin luarea în analiză a fiecărei alunecări în parte.

Există câteva relații concrete între configurația suprafeței materialului deplasat şi procesul genetic. De exemplu, Crozier (1973) a grupat tipurile de deplasări în masă în cinci grupe de procese primare: *curgere fluidă* (curgere noroioasă, curgeri de sfărâmături, avalanşe de sfărâmături), *curgere vâscoasă*

(curgere de pământ, curgere de blocuri), *alunecare-curgere* (pornituri/curgere), *alunecări planare* (alunecări de sfărâmături, alunecări de roci) şi *alunecări rotaţionale* (pornituri de pământ şi roci). Această clasificare a fost aplicată pentru 66 de cazuri de deplasări în masă şi au fost descrise cantitativ cu ajutorul unor indici morfometrici, conform fig. 4.7 şi tabelului 4.1.

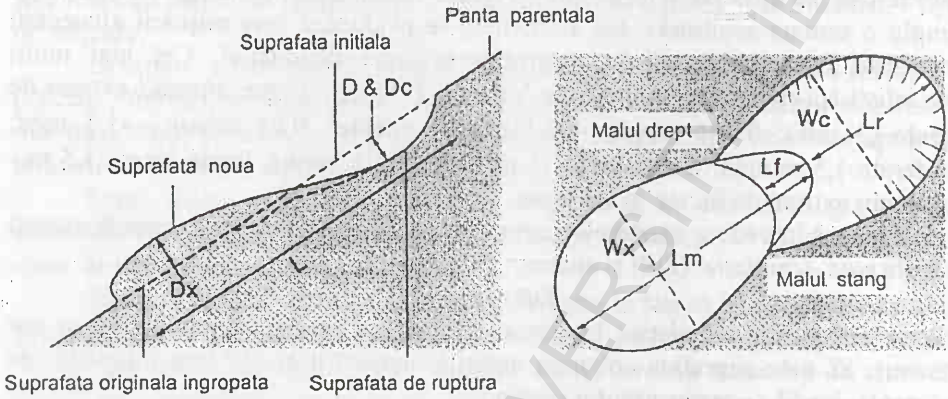


Fig.4.7. Indici morfometrici ai alunecărilor de teren: secţiune longitudinală (stânga); vedere în plan (dreapta) (Ritter, 1986)

Relaţia între fiecare grupă de procese şi valorile indicelui au fost testate statistic pentru a verifica acolo unde corelaţia a fost semnificativă pentru folosirea morfometriei ca determinant genetic. Crozier a găsit că indicele de clasificare (*D/L*) a fost cel mai bun indicator al grupării procesului, reafirmând opinia lui Skempton (1953) asupra importanţei acestui parametru. Cum era de aşteptat, valoarea *D/L* descreşte în mod marcant odată cu creşterea conţinutului de apă în masa alunecată din cauza faptului că materialul care curge se va deplasa la o distanţă mai mare în josul pantei decât dacă el ar aluneca. Astfel, pentru alunecările rotaţionale, indicele *D/L* este 20,84, pentru alunecările de translaţie sau planare indicele *D/L* este 6,33, iar pentru curgeri acesta scade la 1,58. A fost stabilită, de asemenea, o relaţie inversă între *D/L* şi alţi patru indici morfometrici (fluaj, tenuitate, dilataţie, fluiditate), fiecare din acestea fiind controlate de conţinutul de apă din materialul aflat în mişcare.

Aplicarea acestui tip de analiză pentru alunecarea de la Pătru Vodă (Ichim, Rădoane, Rădoane, 1996) situată pe versantul drept al văii Largu (afluent al Bistriţei) a reprezentat o verificare bună a indicilor Crozier. Alunecarea s-a declanşat într-o primă fază în 1988 (23 iunie), când nu se prevesteau procese geomorfologice deosebite. După o perioadă de acumulare a factorilor de instabilitate a masei deluviale, în aprilie 1990 pragul de instabilitate a fost depăşit, iar în vara anului 1991 alunecarea a atins faza maximă şi au fost cuprinse noi suprafeţe din arealul împădurit.

Tabel 4.1. Indici morfometrici pentru determinarea unei alunecări de teren (Crozier, 1973).

Indicele	Descrierea
De clasificare	*D/L* = adâncimea maximă a masei deplasate înainte de deplasare/lungimea maximă
Dilatație	*Wx*/*Wc* = lățimea părții convexe a masei deplasate/ lățimea părții concave; arată desfășurarea laterală
Fluaj	(*Wx*/*Wc* - 1) × *Lm*/*Lc* × 100 - *Lm* = lungimea masei deplasate; Lc este lungimea segmentului concav
Dislocare	*Lr*/*Lc*-*Lr* = lungimea suprafeței de desprindere expusă în segmentul concav. Valorile mici indică instabilitate
Tenuitate	*Lm*/*Lc* = arată cât de dispersat sau de coeziv este materialul în timpul deplasării
Fluiditate	Cantitatea de fluaj realizată pe o anumită pantă și de un anumit tip de material. Variază în funcție de conținutul de apă

Pentru a avea o situație cât mai completă asupra zonei afectată de alunecarea principală s-a efectuat o ridicare topometrică și s-a întocmit un plan de situație în scară mare, care ne-a permis cartarea morfologiei de ansamblu, dar și determinarea unor indici morfometrici (fig. 4.8). Caracterizarea morfologică a alunecării este următoarea: *suprafața* propriu-zisă afectată de proces este de 6,5 ha; diferența de nivel a arealului alunecat este de 160 m (590 m în baza frunții de alunecare și 750 m la marginea superioară a râpei de desprindere), realizându-se o *pantă generală* de 48%; cartarea zonei limitrofe evidențiază în partea situată mai sus de cornișa principală, dar și lateral, pe flancuri, existența unor aliniamente de crăpături cu deschideri de 0,2 - 0,6 m și denivelări cu trepte până la 1 m, ceea ce sugerează că alunecarea va fi reactivată și alimentată cu noi depozite; *volumul de material* pus în mișcare a fost de 500 000 mc; pe corpul alunecării se pot vedea o succesiune de trepte de alunecare cu podul puternic înclinat, dar și prezența unor microdepresiuni umplute cu apă, care mențin un permanent pericol pentru reactivarea noilor deluvii.

Asupra alunecării Pătru Vodă au fost aplicate măsurătorile prezentate în tabelul 4.1, și anume :

-*indicele D/L* a fost de 3,97, ceea ce plasează alunecarea în categoria curgerilor vâscoase, cu tendință spre alunecare de translație; este adevărat că în partea superioară a zonei concave există imaginea unei alunecări de tip rotațional, dar urmare a conținutului mare de argilă și a excesului de umiditate, aceasta s-a transformat în alunecare de tip curgător;

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

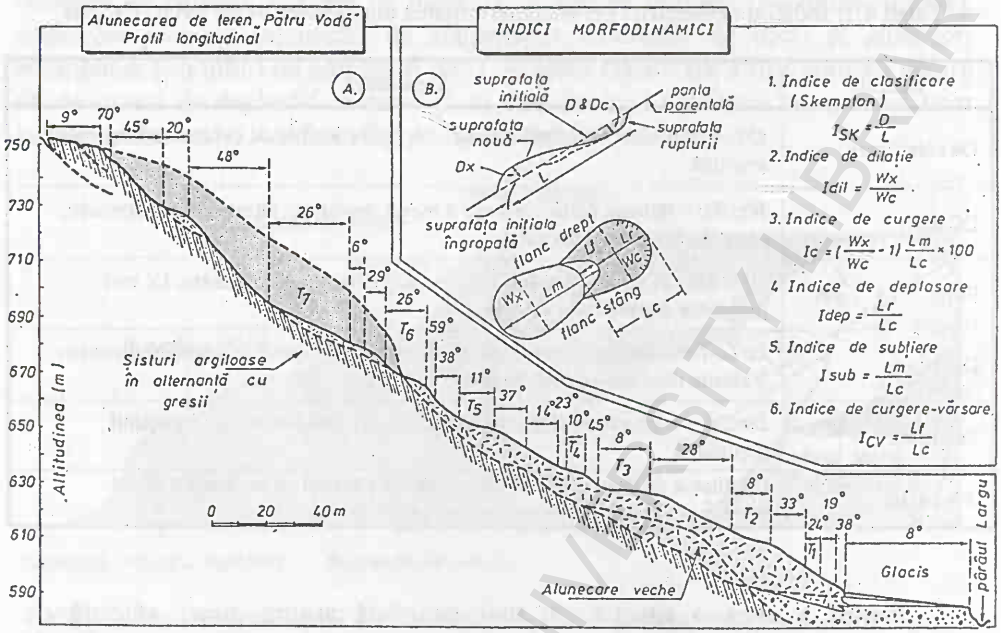


Fig. 4.8. Profil longitudinal prin alunecarea Pătru Vodă (Ichim et al., 1996). A se vedea şi fig. 2.7 pentru situaţia alunecării la nivelul anului 2007.

- *indicele de dilataţie* plasează, de asemenea, alunecarea în categoria tipului de curgere;

- *indicele de fluaj* exprimă atât efectul conţinutului de apă, dar şi valoarea pantei pe care s-a produs alunecarea; în acest caz, valoarea de peste 1,0 indică un conţinut de apă ridicat în faza iniţială a declanşării după care şi mişcarea s-a diminuat; în acelaşi timp arată că profunzimea materialului alunecat este mai mică decât grosimea iniţială pe care a avut-o masa alunecată în faza când era în perimetrul zonei de desprindere;

-*indicele de deplasare* reflectă deopotrivă mărimea zonei de desprindere, dar şi unghiul de deplasare; în cazul de faţă rezultă că cca 66% din materialul din zona de desprindere a fost evacuat; prin urmare atenţia trebuie îndreptată spre masivul de pământ ce poate fi pus în mişcare mai sus de cornişa actuală, dar şi asupra masei de pământ din zona concavă;

- *indicele de tenuitate* are valoarea de 1,49, ceea ce arată că masa deluvială în mişcare s-a împrăştiat şi şi-a redus grosimea; în acest caz mişcările ce ar putea avea loc pe întregul front al alunecării, necesită un moment de precipitaţii mai mare decât cel care a amplificat procesul (din 1991).

La data efectuării studiului (decembrie 1991) am precizat că această alunecare - curgere nu este stabilizată şi ea se va extinde şi în anii următori, încât gospodăriile aflate în faţa frontului alunecării necesită dezafectarea. Prognoza s-a confirmat în lunile iunie - iulie 1992, când masa deluvială s-a mişcat cu încă

câțiva metri (viteza de deplasare înregistrată în zona frontală a fost de ordinul decimetreilor/zi) astfel că un număr de 5 gospodării au fost distruse).

Alunecarea de la Pătru Vodă are toate datele pentru a calcula rata de denudație a versantului prin alunecare, după seria de ecuații date mai sus. Intervalul de recurență, *RI*, pe care l-am considerat a fost de 38 ani şi coincide cu ciclul climatic cel mai important, cand cantitățile de precipitații cresc şi pot cauza recrudescențe ale deplasării deluviilor pe versanți (Haidu, 1986 ; Rădoane et al., 1995). Calculele sunt următoarele :

Panta versantului, B = 34 grade ; cos B = 0,84857 ; SA = suprafața alunecării corectată funcție de pantă, astfel :

$$SA = MA/\cos B = 65\ 000/0{,}84857$$

unde MA este suprafața alunecării determinată pe planul topografic ridicat care a fost de 65 000 m^2 şi rezultă că SA = 76 599 m^2. În continuare determinăm SL, adică înălțimea medie de coborâre a întregii suprafețe a alunecării :

$$SL = LV/SA = 500\ 000\ m^3/\ 76\ 599\ m^2 = 6,527\ m$$

Având în vedere aceste elemente, precum şi intervalul de recurență, putem calcula *rata denudației* (*RD*) astfel :

$$RD = SL/RI = 6{,}527 / 38\ ani = 0{,}17\ m/an$$

Valoarea obținută redă în medie coborârea versantului prin acțiunea alunecărilor de teren în sectorul analizat. Asemenea evaluări sunt foarte necesare pentru proiectarea şi amenajarea versanților prin metoda terasărilor, respectiv o metodă care are ca principiu relația dintre unghiul de frecare internă a depozitelor pe care sunt modelați versanții şi înclinarea versanților.

O metodă similară de calcul a ratei denudației terenurilor cu alunecări a fost aplicată de Liliana Pujină (1998). Având în atenție mai multe terenuri experimentale din bazinul hidrografic Vasluet cu suprafețe de 0,7 – 2,0 ha ocupate de alunecări de teren, autoarea a calculat volumul de deluvii antrenate în mişcare între 1969, 1973 şi 1994 (fig. 4.9). Maniera de calcul este redată în tabelul 4.2 care aplică datele culese de pe profilele indicate în fig. 4.9. Rata de denudație, *RD*, exprimată în m/an, reprezintă media valorilor anuale a adâncimii de coborîre a suprafeței versantului (*SL*) ca urmare a alunecării de teren. În rest calculele sunt asemănătoare cu ceea ce am prezentat mai sus. Concluzia determinărilor a arătat că după 21 ani (1973 – 1994), din volumul total al alunecării Al_2 de 225,2 × $10^4 m^3$, au fost pierdute prin denudație 4,5× $10^4 m^3$ de roci, respectiv, 2%. Aceste valori pot constitui repere ale ratei de denudație prin alunecări de teren în condițiile Podişului Moldovei.

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

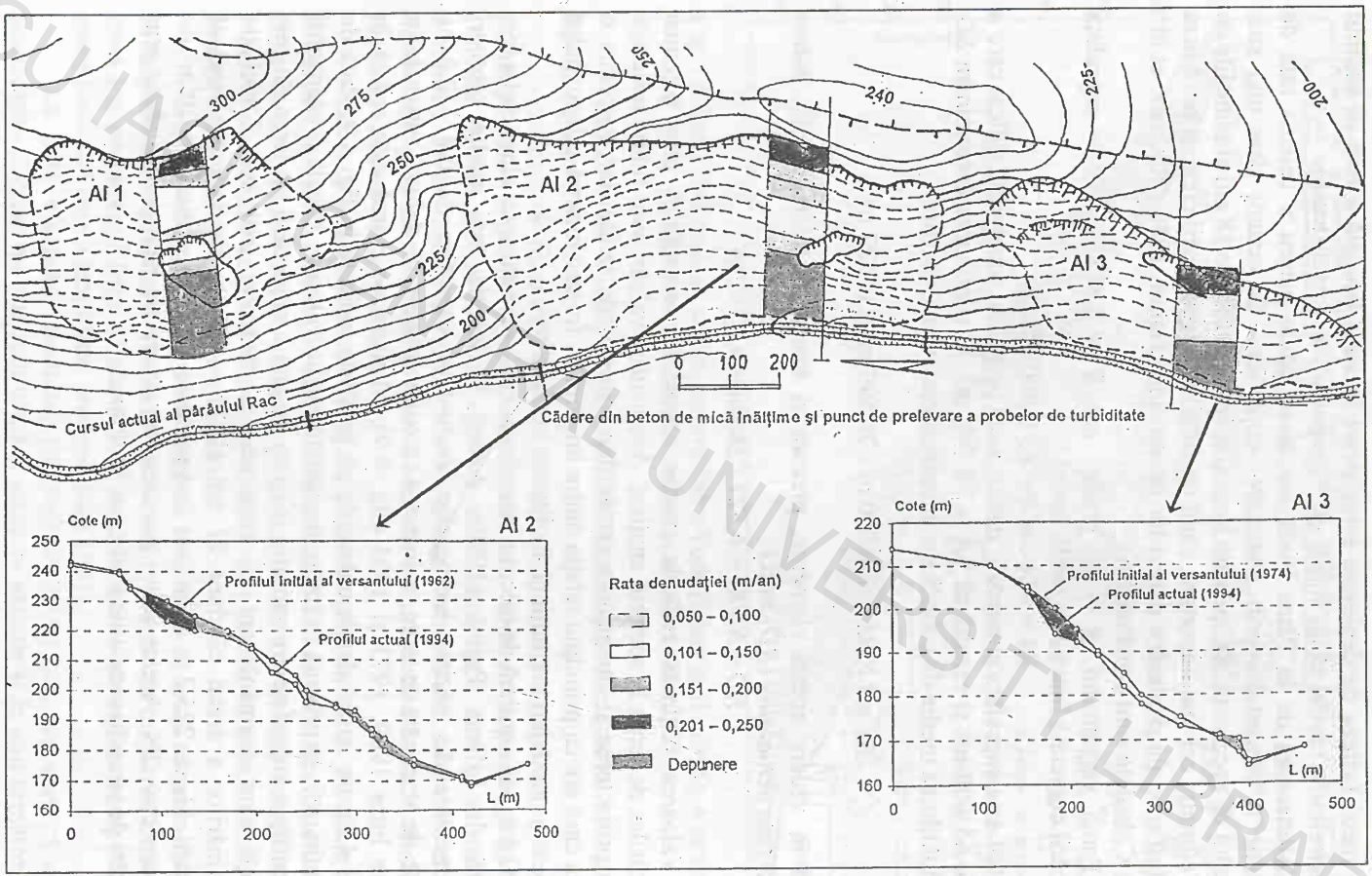


Fig. 4.9. Estimarea ratei de denudație al versantului stâng al pârâului Rac (Vasluet) datorită alunecăprilor de teren Al1, Al2, Al3 (Liliana Pujină, 1998)

BCU IAȘI - BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Tabel 4.2. Evaluarea ratei de denudaţie prin alunecări de teren şi a producţiei de aluviuni din zonele cercetare in fig. 4.9.(Liliana Pujină, 1998)

Perimetrul alunecat	Suprafaţa alunecării SA (ha)		Adâncimea coborârii suprafeţei SL (m)		Volumul alunecării VL ($10^4/m^3$)		Rata denudaţiei RD la RI=32 ani şi 20 ani		Prod. de aluviuni potenţială PA ($m^3/km^2/an$	Volum de material stocat pe versant (m^3/RI)	Prod. de aluviuni efectivă PA $_{ef}$ (m^3/RI)
	Totală	Fâşia studiată	Maximă	Medie	Total	Fâşia studiată	m/an (calcul)	m^3/an $\Delta D^- \cdot SL_{med}$ RI			
0	1	2	3	4	5	6	7	8	[6]:[2]:RI	10	[8]-RI-[10]
Al1 - Rac	18,72	7,55	8,00	3,07	101,36	33,50	0,096	4144,5	138658,9	66215	66409
Al2 – Rac	35,10	4,20	7,01	2,72	225,21	28,15	0,085	2363	209449,4	30388	45228
Al3 - Rac	14,04	4,00	5,98	2,55	70,34	14,07	0,080	4143,8	109921,9	12300	70576

Calculul adâncimii coborârii efective a versantului datorită alunecărilor de teren, pe intervalul de recurenţă RI

Al1				Al2				Al3			
Cota iniţială C_I (m)	Distanţe cumulate ΣD (m)	Ad. coborârii supraf. SL		Cota iniţială C_I (m)	Distanţe cumulate ΣD (m)	Ad. coborârii supraf. SL		Cota iniţială C_I (m)	Distanţe cumulate ΣD (m)	Ad. coborârii supraf. SL	
		m/an	m/RI			m/an	m/RI			m/an	m/RI
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
302	0	-0,03	-0,96	243	0	-0,03	-0,96	214	0	0	0
300	145	-0,03	-0,96	240	53	-0,03	-0,96	210	110	0	0
295	190	-0,03	-0,96	235	65	-0,03	-0,96	205	152	-0,03	-0,96
290	240	-0,25	-8,0	230	106	-0,219	-7,01	200	183	-0,187	-5,98
285	269	-0,06	-1,92	225	136	-0,156	-4,99	195	208	-0,094	-3,01
280	299	-0,125	-4,0	220	170	-0,062	-1,98	190	231	-0,03	-0,96
275	320	-0,156	-4,99	215	195	-0,03	-0,96	185	261	-0,094	-3,01
270	352	0	0	210	215	-0,125	-4,0	180	281	-0,062	-1,98
261	382	+0,094	+3,01	205	237	-0,094	-3,01	175	325	-0,062	-1,98
260	410	-0,125	-4,0	200	248	-0,125	-4,0	170	370	+0,03	+0,96
256	444	-0,06	-1,92	195	278	-0,03	-0,96	167	390	+0,094	+3,01
250	474	+0,03	+0,96	190	298	+0,094	+3,01	164	400	+0,03	+0,96
245	499	+0,06	+1,92	185	316	+0,062	+1,98	168	460	0	0
240	519	+0,125	+4,0	180	330	+0,125	+4,0				
235	552	0	0	175	360	+0,062	+1,98				
230	564	+0,125	+4,0	170	412	+0,03	+0,96				
225	586	+0,03	+0,96	168	420	+0,03	+0,96				
220	616	+0,06	+0,192	175	480	0	0				
215	636	+0,03	+0,96								
210	666	+0,03	+0,96								
205	691	0	0								
200	706	0	0								
195	724	+0,06	+1,92								
191	755	+0,06	+1,92								
195	825	0	0								
	ΔD^+= 323m ΔD^- =432m	- 0,096 + 0,064	- 3,07 + 2,05		ΔD^+= 42m ΔD^- =278m	- 0,085 + 0,067	- 2,72 + 2,14		ΔD^+= 75m ΔD^- =325m	- 0,080 + 0,051	- 2,55 + 1,64

BCU TARGU MURES BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

4.4. Studiu caz: Alunecările de teren ca surse de aluviuni în albia r. Buzău

În bugetele de aluviuni ale unor bazine precum Buzău sau Putna, alunecările de teren deţin o pondere mare şi evaluarea lor ca sursă de aluviuni reprezintă o adevărată încercare prin complexitatea procesului geomorfologic. Alunecările de teren eliberează în scurt timp o mare cantitate de aluviuni şi care poate ajunge în albiile râurilor colectoare, iar de acolo în sistemele de amenajări, cum ar fi lacuri de baraj antropic, sau pot colmata albiile majore, căi de comunicaţii, lucrări hidrotehnice, localităţi etc. Un exemplu de metodă de evaluare cantitativă a alunecărilor de teren ca sursă de aluviuni a fost elaborată de noi şi folosită în multe situaţii din România, în special, în cazul unor bazine afluente lacurilor de baraj. Pentru exemplificare am ales valea râului Bâsca Mare şi Buzău, avale de barajul Siriu şi viitorul baraj Surduc (fig. 4.10) pentru care am realizat o cartografiere detaliată şi o evaluare cantitativă a surselor de aluviuni prin procese de versant, în special, mişcările în masă.

Interesul hidroenergetic pentru acest râu a determinat intensificarea cercetărilor de diferite categorii, inclusive cele geomorfologice. Se preconiza amenajarea unei salbe de lacuri în cascadă, asemănătoare Bistriţei moldoveneşti sau Oltului, din care s-a realizat doar acumularea Cândeşti. Pentru sectorul haşurat din fig. 4.8 era necesară o evaluare a surselor şi transportului de aluviuni, a dinamicii albei şi versanţilor.

Bazinul râului Buzău ocupă o suprafaţă de 5240 km^2 în zona de curbură a Carpaţilor. Din bazinul superior spre vărsare se succed patru mari compartimente geologice: ale flişului, ale miocenului subcarpatic, ale depozitelor mio-pliocene şi, în sfârşit, depozitele cuaternare ale Câmpiei Române (fig. 4.10). Din cercetările de până acum se ştie că Buzăul este unul dintre râurile cu cea mai ridicată rată de transport a aluviunilor. De asemenea, se ştie că procesele de versant şi, în primul rând, alunecările de teren constituie principalul furnizor de depozite. Dar evaluările asupra acestora au fost de cele mai multe ori calitative. În perioada când am abordat studiul ne-am pus problmea găsirii unei metode de evaluare cantitativă a « evacuării » unei mari cantităţi de aluviuni din domeniul bazinului, a versanţilor, în colectorul principal, iar odată ajunse acolo, efectul lor este distructiv pentru lucrările amenajiştilor şi hidrotehnicienilor. Pentru aceasta am avut în vedere toate rapoartele ştiinţifice în zona Buzăului, propriile noastre rezultate în urma a trei campanii de lucru în teren (1988-1990) şi cele mai recente tehnici de prelucrare şi interpretare a rezultatelor.

Primul pas în evaluarea oricărui hazard geomorfologic, inclusiv cel al alunecărilor de teren, include o *perioadă de familiarizare cu necesităţile proiectului şi cu regiunea luată în studiu.* Pentru aceasta se asimilează o serie de date din surse varietate, precum literatura de specialitate, hărţi existente (în cazul nostru, hărţile topografice la diferite scări şi hărţile geologice), cartografierea în teren şi în final, experimente şi calcule de evaluare şi prognoză.

Astfel, între Varlaam şi Nehoiu văile Bâscăi Unite şi apoi a Buzăului sunt modelate în întregime în depozite de fliş eocen-oligocen şi într-o foarte mică măsură apar depozite miocene. Pe ansamblu, valea este conformă cu orientarea structurilor majore. Relieful este accidentat, cu înălţimi care, în câteva vârfuri, depăşesc 1500 m, cu versanţi puternic fragmentaţi pe văile secundare şi cu profil lung, în trepte, dominat în multe cazuri de mari abrupturi pe valea principală. Se remarcă relieful structural, respectiv, aliniamente de înălţimi corespunzătoare şarierilor de anticlinale, dar şi ivirilor de roci dure din sinclinale, ceea ce se concretizează prin inversiuni de relief.

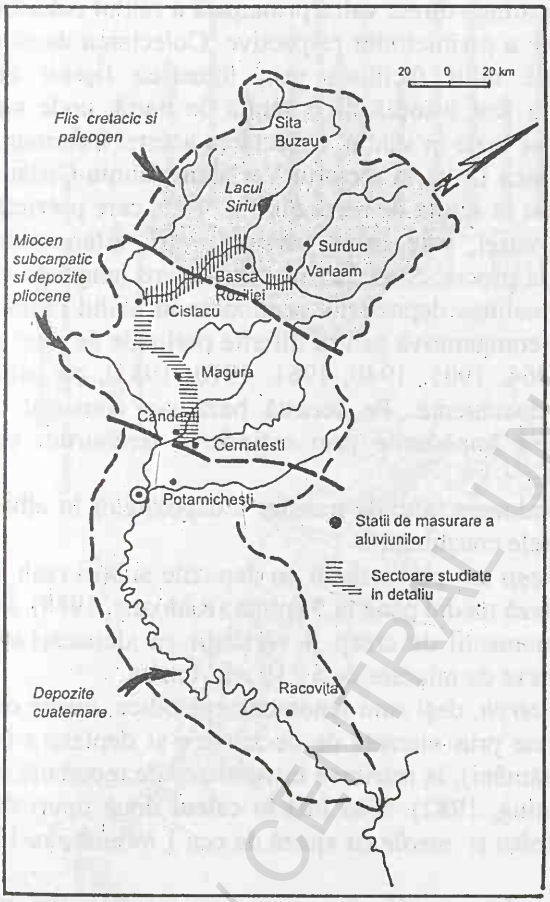


Fig. 4.10. Bazinul râului Buzău. Localizarea sectoarelor studiate.

Una din trăsăturile morfologice majore ale văii Bâsca Unită, între Varlaam şi confluenţa cu Buzăul, apoi a văii Buzăului până la ieşirea din aria montană şi intrarea în Subcarpaţi este dezvoltarea extrem de redusă a teraselor fluviale. Aceasta cu toate că râurile montane din Carpaţii Orientali şi de curbură, la dimensiuni comparabile ca suprafaţă de bazin au întinse câmpuri de terase. Efectiv, pe sectorul amintit, terasele nu s-au « păstrat » decât cu totul nesemnificativ, pe lăţime maximă de 150 – 250 m la Gura Teghii şi apoi la confluenţa cu Buzăul. Fenomenul reflectă o intensă activitate a proceselor de versant în tot timpul Pleistocenului şi Holocenului până în zilele noastre şi o mare rată de tranzitare a depozitelor de versant direct în albia principală.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Litologia regiunii, cuprinderea ei într-o zonă cu mare grad de seismicitate, prezența unor groase depozite deluviale pleistocene-holocene, la care se adaugă defrișarea puternică a versanților (în prezent pădurea ocupă sub 22% din aria versanților adiacenți la care ne referim) au favorizat în mod deosebit dezvoltarea unor ample procese în masă (alunecări, surpări, curgeri noroioase, creep ș.a.), poate că cele mai ample din întreaga regiune montană a României.

Prin *cartografierea geomorfologică* s-a reușit *inventarierea și identificarea fiecărui perimetru de alunecare* ce atinge direct valea principală a râului colector și s-au acumulat datele de descriere a perimetrelor respective. Colectarea datelor și realizarea băncii de date este mult facilitată prin folosirea fișelor de inventariere. Fișa de inventariere a fost însoțită de o schiță de hartă, unde s-a indicat poziția spațială a alunecărilor luate în studiu. Colectarea acestei informații s-a realizat pe văile Buzăului și Bâsca Unită în sectorul Varlaam-Nehoiu-Cislău-Cândești. Rezultatul este concretizat în schița de hartă din fig. 4.11, care prezintă o porțiune din sectorul studiat. Astfel, s-au cartat versanții văii, diferențiind malurile active în raport cu tipul de proces. S-au luat în considerare lungimea și înălțimea malului activ, tipul și grosimea depozitelor secționate în malul râului. De asemenea, s-a făcut o evaluare comparativă pentru diferite perioade de timp a suprafețelor cu pădure (în anii 1864, 1905, 1940, 1961, 1970, 1983), pe baza hărților topografice sau a unor documente. Pe această bază s-a constatat o reducere permanentă a suprafețelor împădurite prin extinderea terenurilor de pășunat.

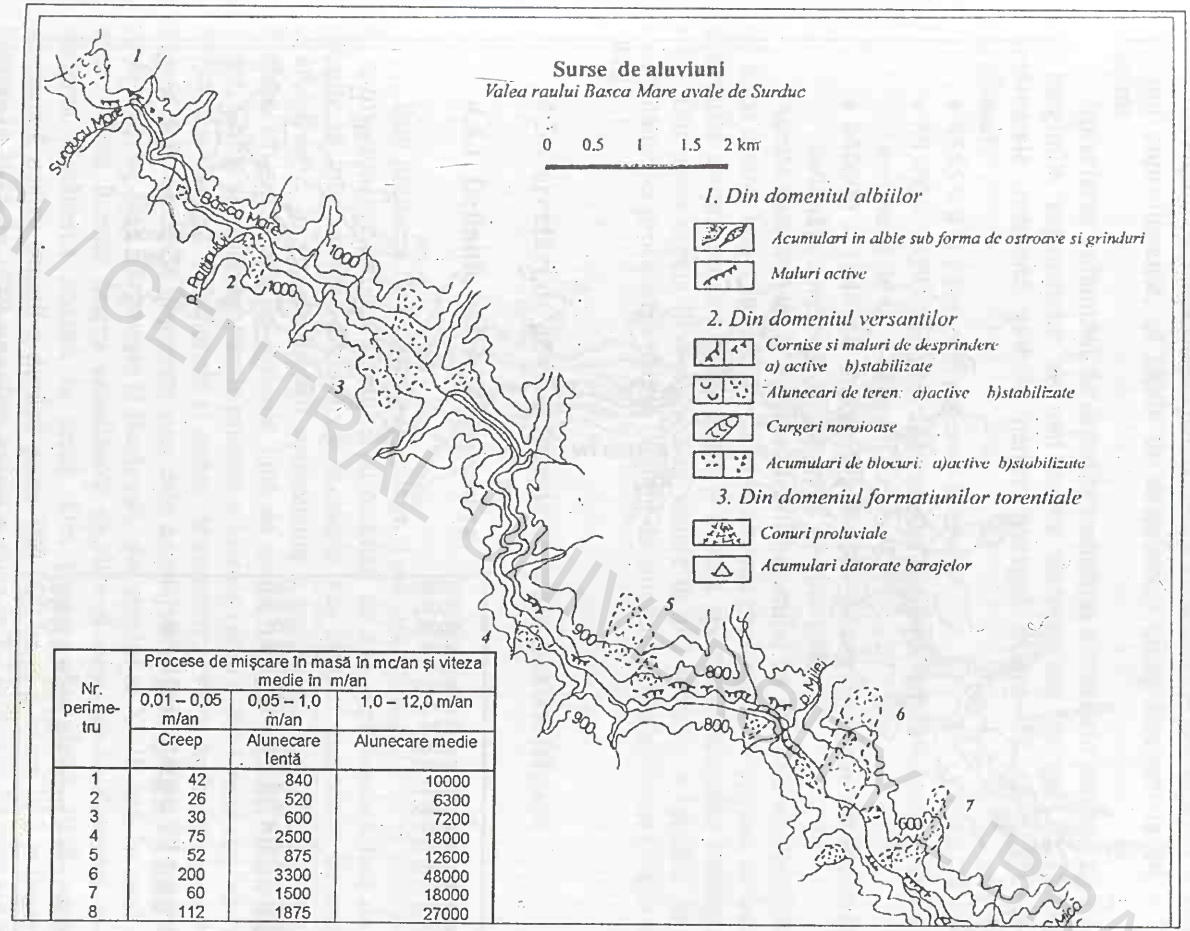
Ca elemente de sprijin în evaluarea ratei de transfer a depozitelor în albia râului s-au avut în vedere următoarele considerații:

(1) Faptul că *procesul de creep* are pe versanții cu depozite subțiri (sub 1 m), cu înclinări între 15 - 30^0, o viteză medie până la 5 cm/an (Rădoane, 1988). În cazul nostru au fost incluși la fenomenul de creep și versanții cu alunecări de teren așa - zis "stabilizate" și cu viteze de mișcare de 5 - 10 cm^3/cm/an.

(2) Faptul că *alunecările de teren*, deși sunt fenomene episodice, lipsite de continuitate în timp, pot fi raportate prin vitezele de declanșare și deplasare în perioade scurte de timp (zile - săptămâni), la mărimea intervalelor de recurență și tipul de mișcare (Schuster și Fleming, 1982). S-au luat în calcul două tipuri de mișcare: *lentă*, cu viteză de cca 1 m/an și *medie* cu viteză de cca 1 m/lună sau 10 - 12 m/an.

De asemenea, am avut în vedere amploarea pe care au înregistrat-o, în anumite faze, alunecările din bazinul râurilor Buzău, Milcov si Câlnău care au avansat în albie cu 40 - 60 m (Untaru, 1979). Pentru perioade mai recente, informațiile sunt relativ "proaspete" și au fost furnizate de localnici. În acest mod am apreciat următorii ani în care alunecările de teren din văile Bâscăi și Buzăului au căpătatat amploare deosebită: 1924, 1939 - 1940, 1953 - 1954, 1971 - 1975, 1984 - 1985, 1991. Aceasta corespunde la un interval mediu de recurență de 10 - 12 ani, iar caracterul catastrofal apare la 35 - 40 ani.

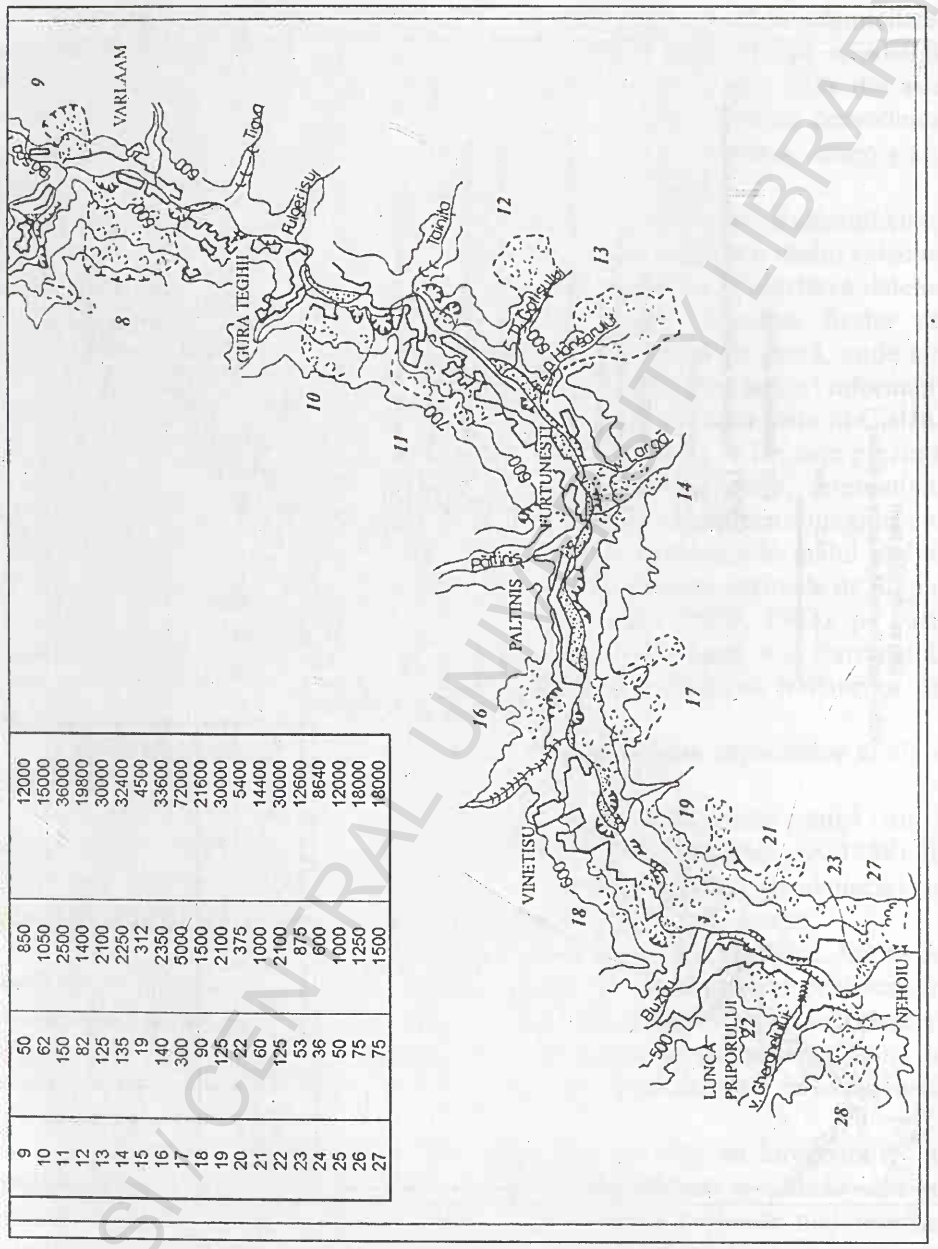
BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Nr. perimetru	Procese de mişcare în masă în mc/an şi viteza medie în m/an		
	0,01 – 0,05 m/an	0,05 – 1,0 m/an	1,0 – 12,0 m/an
	Creep	Alunecare lentă	Alunecare medie
1	42	840	10000
2	26	520	6300
3	30	600	7200
4	75	2500	18000
5	52	875	12600
6	200	3300	48000
7	60	1500	18000
8	112	1875	27000

Fig. 4.11. (*continuare pe următoarea pagină*)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



9	50	850	12000
10	62	1050	15000
11	150	2500	36000
12	82	1400	19800
13	125	2100	30000
14	135	2250	32400
15	19	312	4500
16	140	2350	33600
17	300	5000	72000
18	90	1500	21600
19	125	2100	30000
20	22	375	5400
21	60	1000	14400
22	125	2100	30000
23	53	875	12600
24	36	600	8640
25	50	1000	12000
26	75	1250	18000
27	75	1500	18000

Fig. 4.11 (se continuă de pe pagina anterioară)

(3) Faptul că *masa deluviiilor atinge frecvent grosimi de peste 10 m*, că uneori sunt prinse în mişcare depozite cu grosimi impresionante (80– 90 m), că în alcătuirea acestor depozite de versant, fracţiunile fine (argile, nisipuri), deci cele care, odată ajunse în cursul râului pot fi preluate în debitul suspensional, deţin un procent de 40 – 60% şi chiar mai mult ;

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(4) Faptul că *dimensiunile perimetrelor cu alunecări* pot depăşi 1 – 2 km^2 şi lungimi impresionante, că râpile de desprindere ajung frecvent la 50 – 70 m înălţime.

Aprecierea volumului de depozite transferat direct prin procese de versant pe lungimile segmentelor de mal active cartografiate de noi au condus la următoarele rezultate globale pentru întregul traseu de albie în sectorul menţionat :

- 4355 – 8711 t/an prin procese de creep ;
- 59360 – 75393 t/an prin alunecări cu regim de mişcare lentă şi interval de recurenţă de 10 – 12 ani ;
- 840000 – 1040760 t/an prin alunecări cu regim mediu de deplasare (1 m/lună) cu interval de recurenţă de 10 – 12 ani.

Aceste date au stat la baza realizării bugetului de aluviuni al râului Buzău pe acest sector, buget în care pe lângă evaluarea proceselor de versant au intrat şi evaluările asupra proceselor de albie şi asupra aportului bazinelor hidrografice mici. Dar acest aspect îl vom avea în vedere în altă secţiune a lucrării. În mod asemănător s-a procedat şi pentru bugetul de aluviuni al râului Putna (Ichim et al., 1998).

4.5.Cercetări de geomorfologie aplicată pentru irigaţii

4.5.1. Definiţii, istoric şi răspândire

Prin noţiunea de *irigaţie* se înţelege o măsură tehnică agricolă care constă în aprovizionarea dirijată a solului cu cantităţi de apă suplimentară faţă de cele primite în mod natural din afluxul meteoric sau afluxul ascendent de apă din stratul freatic, în scopul sporirii permanente a producţiei agricole. Oamenii au început să irige culturile agricole încă de acum 4000 de ani în Mesopotamia, Egipt, China şi India, iar canale precum « Marele canal » din China sau Nirvan în Mesopotamia sunt funcţionale şi astăzi (Meaşnicov, 1975). În România, primele irigaţii despre care se aminteşte sunt cele amenajate pentru cultura de legume, în jurul oraşelor Iaşi, Târgovişte şi Bucureşti, din secolul al XVIII-lea. În anul 1893 apare prima lucrare despre canalizarea râurilor şi irigaţiile în România şi care reclamă rămânerea noastră în urmă. Din păcate, abia după 1958 suprafaţa amenajată pentru irigaţii a depăşit puţin 100 000 ha şi a ajuns la 2 milioane de hectare în 1975. În 1989 suprafaţa irigată a ajuns la 3,2 milioane ha care s-a redus după 1990 la doar 1 milion ha. Potenţialul tehnic irigabil al României este de 7,4 milioane ha, deci ceva mai mult de jumătate din totalul suprafeţei agricole, din care 5,36 milioane ha este potenţialul economic irigabil. Din totalul suprafeţei care reprezintă potenţialul economic irigabil, circa 2 milioane ha vor primi apă din Dunăre, iar restul suprafeţei din râurile interioare şi lacurile de acumulare. Marile proiecte de irigaţii începute înainte de 1989, precum canalul « Mihai Vodă Sturdza » pe Putna, în Bărăgan rămân încă să fie finalizate.

Cercetările geomorfologice sunt solicitate în cunoaşterea următoarelor

aspecte:

- structura de canale de irigaţii şi dimensionarea lor, dat fiind că are loc o redistribuire a aluviunilor din râul colector;
- intrarea aluviunilor în reţea şi colmatarea canalelor, deci o cunoaştere a surselor de aluviuni pentru evaluarea colmatării canalelor;
- amplasarea prizelor de alimentare cu apă pentru irigaţii;
- nivelarea terenurilor în pantă şi consecinţele irigaţiilor pe terenurile în pantă, deci cunoaşterea geomorfologiei versanţilor, dinamica proceselor geomorfologice care trebuiesc analizate în detaliu, atât pentru a se evalua tipul de lucrări ce urmează a fi făcute, mijloacele ce pot fi folosite, cât şi impactul irigaţiilor asupra stabilităţii terenurilor.

Irigaţiile nu presupun numai amenajarea de canale, ci şi amenajarea de retenţii a apelor pentru perioadele deficitare. Deci, cercetările geomorfologice implică inclusiv cunoaşterea amplasamentelor, a dimensiunilor şi regimul de exploatare a lacurilor de baraj. De asemenea, cercetările geomorfologice prin cunoaşterea dinamicii reliefului, a caracteristicilor substratului unde se fac irigaţii pot contribui la prevenirea apariţiei *excesului de umiditate*, iar în cazul amplasării lacurilor, cercetarea geomorfologică poate conduce la evitarea unor situaţii nedorite (de exemplu, lacul Puşcaşi pe râul Racova, dat în exploatare în 1972 a determinat o reactivare a alunecărilor de teren, ceea ce a dus la apariţia de crăpături în taluzul canalului de deversare a apelor din lac şi la punerea în pericol a întregului baraj). Geomorfologul trebuie să ofere imaginea fenomenelor ce pot avea loc la evacuări mari de ape din lacurile de acumulare.

Toate acestea nu le putem face ca geomorfologi, dacă nu ne raportăm la situaţiile concrete, la tipul de irigaţii, la cunoaşterea fenomenului în general, fără a ne substitui specialiştilor din domeniul tehnicii de proiectare, amenajare şi exploatare a irigaţiilor. De aceea câteva noţiuni generale sunt absolut obligatorii, cu privire la: 1) sistemul de irigaţii; 2) prizele de apă; 3) metodele de udare; 4) trasarea şi dimensionarea reţelei de canale; 5) amploarea de construcţii hidrotehnice pe reţea; 6) drumurile de exploatare a reţelei de canale; 7) reţeaua de desecare - evacuare şi drenare în sistemele de irigaţii; 8) nivelarea terenurilor pentru irigaţii; 9) exploatarea sistemelor de irigaţii; 10) desecările pentru evitarea exceselor de umiditate prin irigaţii

4.5.2. Sistemul de irigaţii

Reprezintă un complex de lucrări (amenajări şi construcţii) care asigură aprovizionarea dirijată a plantelor cu cantitatea de apă necesară prin captarea din surse (râuri, lacuri, subterane) şi conducerea ei până la terenul unde trebuie distribuită la plante. Elementele componente ale unui sistem de irigaţii sunt:

- *priza de apă* - prin intermediul căreia se asigură captarea debitului de apă din sursă şi transportul până la capătul canalului de aducţiune;
- *reţeaua de aducţiune* - formată din canale, conducte sau jgheaburi de diferite ordine are scopul de a conduce apa de la priză la reţeaua de distribuţie pe

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

terenul ce trebuie udat (irigat);

- *rețeaua de distribuție* - de asemenea, formată din canale, conducte, jgheaburi de diferite ordine ce au rol de a conduce apa la terenurile pentru irigat;

- *rețeaua de canale de colectare și evacuare a apei în surplus*, deci de preluare a debitelor nefolosite, neconsumate din capătul aval al canalelor de alimentare, de a permite descărcarea canalelor în caz de avarie, precum și de a prelua surplusul datorită udatului excesiv. Această rețea de colectare se evacuează la rândul ei într-un emisar natural (râu, lac, vale etc);

- *construcții și instalații hidraulice* pe rețeaua de irigații cu rolul de a permite reglarea debitelor și a nivelurilor apei, măsurarea automată a acesteia, automatizarea exploatării și întreținerii sistemului. Acestea sunt elementele cele mai generale ale unui sistem de irigații. In cazul țării noastre sunt sisteme de irigații care depășesc 140 000- 150.000 ha; sunt adevărate bazine hidrografice antropice, iar proiectarea, amenajarea și exploatarea lor trebuie să țină seama de legitățile unui bazin hidrografic. Așa este, de exemplu, sistemul Olt – Călmățui, cu o suprafață de 46 760 ha, amplasat în partea de sud-vest a Câmpiei Dunării, între râurile Olt și Călmățui. Apa necesară pentru irigații este asigurată printr-o stație de pompare de bază, amplasată pe malul Dunării și care pompează apa în canalul CA I (Dobrescu, 1988). Din acest canal, prin intermediul unor stații de repompare, apa este dirijată pe canale cu nivel liber, impermeabilizate, și de aici, prin intermediul unor stații de punere sub presiune, este pompată în rețele de conducte îngropate.

Prizele de apă reprezintă un ansamblu de construcții care asigură captarea apei din sursă și transportul ei în canale de aducțiune. Intre condițiile pe care trebuie să le îndeplinească o priză și pe care geomorfologul trebuie să le cunoască ca să -și aducă aportul la stabilirea amplasării prizei, încât prin aceasta să nu se permită intrarea în sistemul de irigații a aluviunilor cu diametre >0,15 mm; să nu perturbe regimul de curgere a râului și morfologia locală. Alegerea (în cazul prizelor gravitaționale) a locului de amplasament care se face în următoarele condiții :

- albie stabilă cu maluri rezistente pe un sector suficient de lung, amonte și aval de priză;

- condiții geotehnice favorabile pentru construcția prizei;

- apa de suprafață să fie dirijată spre priză, cea de fund, cu aluviuni, pe cursul râului;

- este preferabilă amplasarea prizelor pe malurile concave și anume, în treimea din aval a malului concav, sub un unghi ascuțit față de albia râului, orientat aproximativ în prelungirea acestuia. In prealabil se studiază și malul convex, situat în fața celui concav pentru a vedea situația depunerilor naturale (formerea reniei).

Cunoașterea metodelor de udare este de asemenea importantă pentru evaluarea geomorfologică în sprijinul irigațiilor, întrucât prin definiție declanșarea proceselor de curgere, de la impactul picăturilor de ploaie până la evacuarea apei din sistem reprezintă o manipulare antropică a unor procese de

transport, eroziune şi acumulare ; în plus, alegerea metodelor de udare are în vedere în mod obligatoriu caracteristicile geometrice ale terenului, respectiv relieful. Spre exemplificare :

- pe terenurile relativ plane şi uniforme, cu pantă sub 0,7‰ se recomandă udarea prin aspersiune şi picurare, dizlocările de material nefiind importante sau se compensează de la un loc la altul ;

- pe terenurile cu pante 0,7‰ - 3‰ se recomandă toate metodele, respectiv, scurgerea la suprafaţă, submersiune, subterană, aspersiune, udare localizată deoarece se asigură drenajul;

- pe terenurile cu pante de 15‰ se recomandă udarea între brazde cu condiţia de a fi sub un unghi bine ales, faţă de linia de cea mai mare pantă încât să nu producă eroziune;

- pe terenurile cu microrelief mai accidentat se recomandă udarea prin picurare şi aspersiune, udarea prin brazde fiind recomandată doar în cazul nivelării versanţilor.

În ce priveşte **trasarea şi dimensionarea canalelor de irigaţii**, geomorfologul trebuie să cunoască cel puţin următoarele aspecte, asupra cărora este solicitat a-şi spune punctul de vedere :

- traseul canalelor trebuie să respecte criterii orografice, iar aceasta nu înseamnă numai panta şi diferenţa de nivel, ci mai ales tendinţele dinamice ale reliefului, concordant cu necesitatea de amenajare, respectiv, reducerea volumului de terasamente;

- în cazul terenurilor în pantă continuă, orientată într-un singur sens, canalul de ordinul cel mai mare se trasează pe latura superioară, mai înaltă a suprafeţei irigate;

- canalele trebuie realizate pe cât posibil pe o pantă cât mai apropiată de cea a terenului;

- lungimea reţelei canalelor/ 1 ha amenajat trebuie să fie minimă;

- dimensionarea canalelor se face, evident funcţie de mai mulţi factori dar trebuie să se aibă în vedere timpul de funcţionare din luna cu consum maxim, cu asigurarea precipitaţiilor de 80%. Totodată, trebuie cunoscute aşa numitele cote de comandă ale canalelor din pământ, respectiv cota care trebuie asigurată apei în capătul amonte al canalelor respective, astfel încât să se asigure distribuţia normală a apei pe întreaga suprafaţă deservită de acesta.

Cu privire la construcţiile hidrotehnice pe reţea, acestea includ : 1)construcţii pentru reglarea debitelor şi nivelurilor ; 2)construcţii pentru racordarea biefurilor canalelor ; 3)construcţii pentru traversarea diferitelor lucrări ; 4)construcţii pentru măsurarea debitelor ; 5)construcţii hidrotehnice de siguranţă ; 6)construcţii hidrotehnice pentru automatizare.

Din prima categorie fac parte stăvilarele regulatoare de nivel cu rolul de a regla nivelul spre canalele de irigaţii. Din cea de a doua categorie fac parte aşa numitele căderi de pantă, întrucât se asigură (ca la ecluze) trecerea apei din bieful amonte (apa cu nivel superior) în aval (apă cu nivel inferior). Geomorfologic vorbind, amonte trebuie asigurată "înecarea" saltului hidraulic, deci un disipator

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de energie în aval, să asigure viteza sub limita de neeroziune, dar şi un "pinten" amonte care să disperseze energia.

Celelelate categorii (3 - 6) ca interes al evaluării impactului geomorfologic, atenţia trebuie îndreptată în asigurarea echilibrului curgere - eroziune - transport, respectiv în secţiunile de amplasament amenajările să nu perturbe curgerea care, la rândul ei, să declanşeze procese erozionale sau de sedimentare.

Amplasarea şi amenajarea drumurilor într-un sistem de irigaţii, este o activitate care trebuie să ia în consideraţie, de asemenea, situaţia geomorfologică, iar specialiştii noştri trebuie să cunoască cel puţin următoarele aspecte :

- drumurile se clasifică în drumuri de solă sau sector de irigaţie (la capetele canalelor distribuitoare de sector); drumuri secundare (fac legătura între drumurile de solă şi cele principale); drum principal (este paralel cu canalul magistral, celelelte fac structuri perpendiculare);
- fiecare drum este o sursă de aluviuni în canalele de irigaţii.

Reţeaua de desecare - evacuare reprezintă o necesitate în orice sistem de irigaţii, fie pentru că se pot realiza excese de umiditate sau avarii şi apa trebuie evacuată din reţea, pentru că în primul rând ar accelera ridicarea nivelului freatic. In consecinţă se realizează *canale de evacuare terminale,* capabile să preia cel puţin 35 - 50% din debitul canalelor de alimentare or, amenajarea unor asemenea canale de evacuare trebuie să ţină seama de morfologia terenului, altfel spus se organizează desecarea înaintea organizării irigării.

Nivelarea terenului pentru irigare sub aspect geomorfologic, poate fi în plan orizontal sau înclinat, ea asigurând, între altele, eliminarea excesului de umiditate şi diminuarea la maximum a ratei eroziunii terenurilor. In general, nivelarea înseamnă deplasarea unor mari volume de pământ (terasamente) şi modificarea radicală a morfologiei versanţilor. Se disting :

- *nivelarea capitală* sau *iniţială* care constă în transformarea proceselor de irigat (simultan cu executarea lucrărilor de irigaţii) cu planuri orizontale sau înclinate, funcţie de metoda de udare folosită şi
- *nivelare de exploatare* care se realizează anual sau cel mult la 2 ani, pentru a înlătura denivelările ce apar prin deschiderea brazdelor de udare şi a lucrărilor agricole obişnuite.

In ambele situaţii, nivelarea se face folosind curbele de nivel sau cotele de teren, în aşa fel încât influenţa gravitaţională, de pantă, să nu amplifice eroziunea. De regulă, pe terenuri în pantă se alege nivelarea de fâşii în care panta brazdelor este egală cu panta terenului. In general şi cu obligaţie de amenajare este stabilirea unei pante optime, care să asigure nu numai cheltuieli minime de amenajare, ci şi protejarea maximă a solului. Perioada condiţiilor optime de nivelare este vara - toamna, în special, după recoltarea păioaselor, culturi care lasă terenul neted, uscat şi neafânat.

Exploatarea sistemelor de irigaţii impune deopotrivă ca atât proiectarea, cât şi amenajarea lor să ţină seama de elemente de geomorfologie. Vom menţiona dintre acestea pe următoarele:

- planificarea consumului de apă şi a distribuţiei acesteia în teren în funcţie de nevoile culturilor, dar şi a prevenirii modificărilor morfologice a reţelei de irigaţii prin eroziune - acumulare;

- cunoaşterea structurii reţelei de canale cu capacitatea lor de transport, geometria secţiunilor, panta, biefuri, regim de exploatare (funcţionare);

- cunoaşterea pierderilor de apă prin infiltraţii;

- cunoaşterea încărcăturii în aluviuni a apelor pentru irigaţii, în diferite secţiuni ale canalelor;

- cunoaşterea regimului de funcţionare a sistemului de irigaţii (permanent sau intermitent);

-cunoaşterea colmatării canalelor, fenomene cu efecte pozitive prin "impermeabilizarea canalului" şi deci reducerea infiltraţiilor, dar şi efecte negative, prin reducerea capacităţii de transport a acestora.

Cu privire la colmatarea canalelor se impun câteva precizări şi anume :

- colmatarea canalelor are loc în special când acestea sunt înierbate, ca urmare a creşterii rugozităţii, sau când nu se asigură reţinerea majorităţii aluviunilor la priză; de asemenea se poate datora eroziunii taluzurilor canalelor;

- este recomandată prevenirea colmatării şi ea se face cu bune rezultate dacă se iau în calcul elementele de geometrie a albiilor, respectiv relaţia cu debitul lichid şi se iau măsuri pentru eliminarea proceselor erozionale de pe taluzuri, combaterea vegetaţiei (ierbicidare, cosire etc);

- decolmatarea se face periodic la 2 - 3 ani, mecanizat sau prin spălări hidraulice.

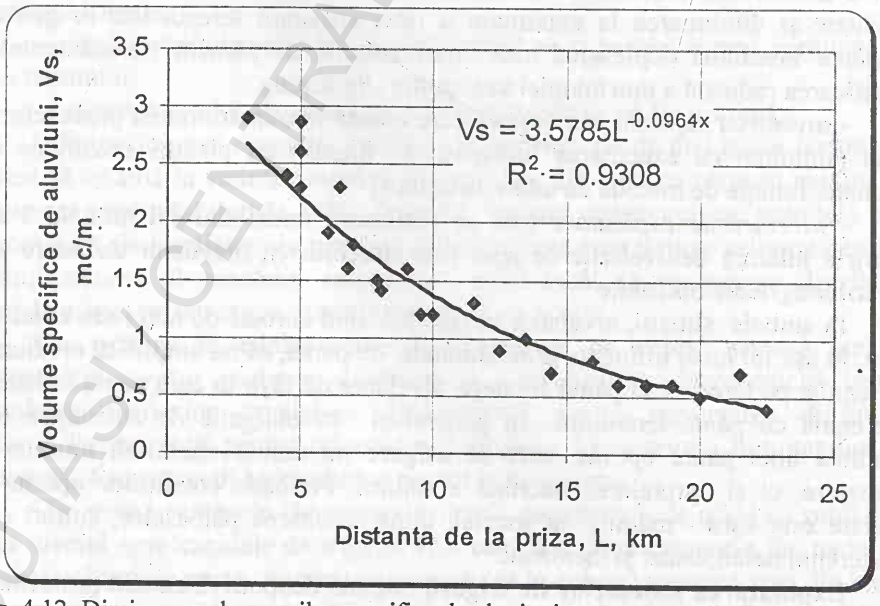


Fig. 4.12. Diminuarea depunerilor specifice de aluviuni cu creşterea distanţei de la priză (Dobrescu, 1988).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În studiul transportului de aluviuni în suspensie prin sistemul de canale de irigare Olt-Călmaţui (Dobrescu, 1988) s-a constatat că în apropierea prizei cantitatea de suspensii era cea mai mare (în medie 308 g/m^3) şi scade la distanţe de 25 – 35 km de 4 -5 ori (fig. 4.12). Canalele fiind total impermeabilizate, scurgerile de pe taluzuri influenţează foarte puţin cantitatea de aluvuni din reţea. Măsurătorile asupra grosimii aluviunilor din canale au arătat că acestea variază între 0,05 m – 1,45 m pe fundul canalelor şi între 0,03 – 0,23 m pe taluze, fiind necesar ca anual să se execute decolmatarea canalelor de ordin superior şi ale zonelor terminale ale biefurilor, unde depunerile de aluviuni ating grosimi mari.

Desecările pentru evitarea sau înlăturarea excesului de umiditate sunt lucrări de drenaj ale terenurilor agricole pentru a se înlătura excesul de apă la suprafaţa solului sau din sol, fenomen ce contribuie la îmbunătăţirea regimului aerohidric al acestuia. In ceea ce priveşte apariţia şi menţinerea excesului de umiditate, un rol foarte important îl au factorii climatici, dar factorii geomorfologici (panta de drenaj) participă deopotrivă în strânsă legătură cu natura depozitelor superficiale (acumularea fracţiunilor argiloase la cca 0,4 - 0,6 m adâncime în sol). Pentru eliminarea excesului de umiditate, punctul de plecare îl constituie cunoaşterea temeinică a topografiei terenului şi direcţiile de drenaj natural. In context, se realizează planuri de detaliu sc. 1/10.000 - 1/2000, cu echidistanţa până la 0,25 m, în toate cazurile delimitarea corectă a micromorfologiei fiind obligatorie. Pe baza analizelor de granulometrie, porozitate, umiditate, plasticitate, capacitate de coeziune a pământurilor ş.a., se face o zonare riguroasă a arealului supus desecărilor, propunându-se pe această bază măsuri de consolidare a terenurilor care prin desecare pot fi supuse la tasări, instabilitate, în general.

Schema generală a sistemului desecare - drenaj cu canale deschise se dimensionează şi realizează în aşa fel, încât să evacueze în timp util excesul de umiditate, indiferent de sursa acesteia. Ca şi la irigaţii, există o ierarhizare a canalelor de desecare şi o geometrie a dispunerii lor în teritoriu, încât să intercepteze şi să evacueze apele în condiţii optime şi în raport cu cunoaşterea debitului lichid, cu viteza de infiltraţie şi curgerea subsuperficială a apei. Se pleacă de la o reţea terţiară, respectiv, reţeaua de interceptare perpendiculară pe reţeaua de curgere a apelor, apoi se realizează canale colectoare (secundare) principale care, de regulă, urmăresc panta generală a fundului vâlcelelor, văilor, depresiunilor. Pentru ca aceste canale să nu se colmateze repede, sau să nu fie supuse unei eroziuni accelerate, este nevoie ca cele de ordin inferior să conflueze în unghiuri de cca 60^0 cu cele de ordin superior, racordarea lor perpendiculară măreşte pericolul eroziunii sau/şi colmatării, de aceea se ţine cont de geometria canalelor.

Ca şi la sistemele de irigaţii întreaga reţea de desecări este asociată cu lucrări hidrotehnice speciale care trebuie să ţină seama de elementele geomorfologice sau impactul reliefului.

Amenajarea hidroameliorativă a bazinului râului Călmăţui constituie unul din experimentele la scară mare în direcţia modificării condiţiilor naturale ca

urmare a executării lucrărilor de desecare, drenaj, irigații etc. (Mihnea, 1985). Teritoriul se află situat în Câmpia Română de nord-est cu altitudini absolute cuprinse între 10 m (şes aluvial) şi 95 m (terasă fluvială); pe o suprafață de 40 000 ha s-au manifestat fenomene puternice de sărăturare datorită excesului de umiditate. Rețeaua hidrografică este reprezentată de râul Călmățui şi albiile vechi ale acestuia şi care au constituit emisarul lucrărilor de desecare. Lucrările de desecare au constat în regularizarea albiei râului Călmățui, lungimea râului devenind 96 km, față de 120 km cât era în mod natural. Noua secțiune realizată a asigurat prin adâncirea albiei un efect drenant eficient încă din primul an de funcționare. Pe lângă aceasta, s-a amenajat o rețea de regularizare alcătuită din canale de desecare amplasate unul față de altul la 440 m pe terenurile sărăturate şi de 655 m pe terenurile nesărăturate şi care au lungimi de 2400 – 4000 m. Sistemul acesta de desecare şi-a dovedit eficiența la timpul său, evacuând debite de 2 l/s/ha şi astfel, redând circuitului agricol însemnate suprafețe de teren.

Desecările cele mai importante s-au efectuat în Lunca Dunării unde s-au drenat peste 70% din lacurile şi bălțile existente. Exemplul cel mai concludent îl reprezintă Insula Mare a Brăilei (fosta Balta Brăilei). De asemenea, în Câmpia de Vest unde s-au redat agriculturii suprafețe mari de teren.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5. Cercetări geomorfologice aplicate privind controlul şi efectele inundaţiilor

Aspecte generale. Inundaţiile. Rolul reliefului în formarea viiturilor. Studii de caz: Cauzele şi efectele inundaţiilor din Moldova în 1991 şi 2004. Inundaţiile din 1991. Efectele geomorfologice ale inundaţiilor din 28-29 iulie 2004 în bazine hidrografice mici din valea Trotuşului.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ "CAROL I"

România are o reţea hidrografică bogată, una dintre cele mai bine dezvoltate din Europa, care însumează 70.000 km cursuri de apă, în cadrul a circa 4000 de râuri (Ministerul Mediului şi Gospodăririi Apelor, 2006). Periodic, pe râurile din ţara noastră apar viituri produse ca urmare a topirii zăpezilor, a căderii unor ploi cu intensitate mare sau chiar a producerii simultane a acestor fenomene. În ultimul secol, inundaţii de proporţii, extinse pe suprafeţe întinse, s-au produs în anii 1955, 1969, 1970, 1975, 1991, 1995, 1997, 1999. După 2000 aproape în fiecare an au fost ape mari, viituri şi inundaţii catastrofale, în mod deosebit în 2000, 2002, 2005, 2006.

Cele mai importante viituri au fost cele din 2005, acestea fiind singurele din ultimii 100 de ani care s-au produs pe o durată mare de timp (februarie-septembrie) şi pe areale extinse – bazinele hidrografice Timiş, Bega, Bârzava, Caraş, Nera, Olt, Vedea, Siret, Ialomiţa. Precipitaţiile înregistrate în august 2005 au avut valori de 120-130 l/m^2 în decurs de 2 sau 3 ore în bazinele râurilor Arieş, Mureş, Târnave, Crişuri, Someş, Jiu, Bârlad, Trotuş şi Buzău (aproximativ un sfert din suprafaţa României). Aceste valori s-au repetat de câteva ori şi au determinat realizarea unor debite pe râuri cu valori de până la 5000 m^3/s (în cazul râului Siret care în mod normal are un debit mediu multianual de 222 m^3/s) sau 2000 m^3/s (în cazul râului Trotuş, afluent al Siretului, care realizează un debit

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mediu multianual de 35 m^3/s).

În perioada aprilie-mai 2006 s-a înregistrat cea mai importantă viitură pe fluviul Dunărea, comparabilă cu cea înregistrată în anul 1895.

Răspunsul albiilor la aceste debite cu frecvență foarte mică a fost, cel mai adesea, prin apariția fenomenului de avulzie (râurile au spart digurile şi au creat noi trasee de albii minore). Efectele puternic negative asupra vieții locuitorilor şi a bunurilor lor au inclus România în rândul țărilor cu cele mai mari pierderi în vieți omeneşti şi proprietăți prin dezastre naturale în ultimii ani.

5.1. Inundațiile

Ca noțiune, *inundațiile* înseamnă creşterea nivelului din albiile minore peste limita malurilor şi acoperirea unor întinse terenuri cu apă. Prin definiție ele trebuie să constituie preocuparea hidrologilor în totalitate. Realitatea este alta, şi anume: fenomenele hidrologice implică procese geomorfologice, respectiv, eroziune, transport, sedimentare şi aceasta pentru că orice râu are cel puțin două faze hidrodinamice: faza lichidă şi faza solidă. Or, cea de a doua presupune un proces de morfogeneză. Din acest motiv cercetarea geomorfologică nu poate lipsi dintr-un program de control al inundațiilor şi eroziunii albiilor de râuri.

Care este sarcina geomorfologilor în acest context? În lista de mai jos este redat necesarul de cunoştințe pentru ca geomorfologul să se poată implica în această problematică, şi anume, el trebuie să cunoască:

-fenomenele de inundații şi efectele lor;

-factorii care determină undele de viituri ce produc inundații;

-fenomenul de undă de viitură ca atare;

-ce fel de măsuri se pot lua pentru a controla o inundație, iar aceasta funcție de obiectivele avute în vedere;

-dinamica proceselor de albie;

-ce înseamnă asigurarea curgerii apelor mari;

-ce înseamnă apărarea malurilor şi digurilor împotriva viiturilor;

-elementele generale care le implică lucrările prin îndiguire;

-ce importanță prezintă lacurile de baraj (dimensionarea acestora) pentru atenuarea undelor de viitură;

-măsurile şi posibilitățile de a devia apele mari.

Şi toate acestea pentru că apa este un agent morfogenetic şi în zona sa de acțiune se produc eroziune, transport şi depunere de materiale. În România, terenurile inundabile au fost însumate la 3,5 milioane ha. Arealele cele mai întinse sunt situate în lungul Dunării şi ale râurilor principale din Câmpia Română (Siret, Buzău, Ialomița, Argeş, Olt, Jiu) şi din Câmpia Banato-Crişană (Someş, Crişuri, Mureş). În spațiul montan şi deluros, unde rețeaua de albii are o pantă accentuată (100 – 200 m/km) şi lunci înguste, cu excepția depresiunilor, viiturile puternice sunt însoțite de procese intense de eroziune a malurilor şi de alunecări care pot bara văile.

După modul cum se produc, inundațiile sunt:

(1) *inundații de suprafață* și au loc prin revărsarea cursurilor de apă sau din aportul apelor scurse de pe versanți;

(2) *subinundațiile* se produc ca urmare a ridicării apelor subterane peste nivelul terenurilor (de exemplu, în cazul îndiguirilor).

Cauzele care produc inundațiile sunt: *naturale* (scurgerea apelor din precipitații, topirea zăpezilor, maree) și *antropice* sau indirecte (defrișări, folosințe nerațională ale terenurilor, avarii de baraje ș.a.). Indiferent de cauza acestora, un fenomen geomorfologic care amplifică inundațiile îl reprezintă *transportul solid*, respectiv, masa de aluviuni pusă în mișcare care este imensă, deformează albia de râu și schimbă capacitatea de transport și, implicit, volumul curgerii. In context, una dintre *măsurile ameliorative* este *recalibrarea* sau *îndiguirea albiilor*, deci o măsură cu efecte geomorfologice directe. Aceasta însă nu se poate realiza atâta timp cât nu este făcută o evaluare a pagubelor fizice și financiare, iar evaluarea se face pe baza diagramelor relației *debit – pagube* sau *nivel - pagube*.

In principiu, pagubele provocate de inundații pot fi reprezentate sub forma unor funcții de mai mulți parametri, dintre care mai importanți sunt nivelul apei (H) și debitul corespunzător (Q), durata de inundare (d) și momentul calendaristic când se produc (T). Mai pot fi luați în calcul viteza scurgerii (V) și debitul solid (R) care, în general, se ignoră, deși fac parte dintre variabilele care intră în competiție în ajustarea geometriei hidraulice a albiilor.

Deci pagubele: $P = f(H, Q, d, T, R, V)$.

De asemenea, în evaluarea pagubelor se are în vedere și distribuția lor funcție de morfologia și caracterul obiectivelor afectate, dispersate sau concentrate. A doua categorie semnalizează o lungă experiență umană, deci o mare vechime, prin urmare fenomenul are un interval de recurență foarte lung.

În mod obiectiv prin experiența sa istorică pe traiectoria timpului geologic, omul trebuie să-și ia măsuri de a-și proteja propriile valori materiale în fața fenomenelor catastrofice - în cazul de față, inundațiile. Or, în această situație, oricare măsură ar lua înseamnă, vrând-nevrând, o perturbare a sistemului. In acest caz el trebuie să concilieze între siguranța funcționării măsurilor luate și efectul economic. Astfel, devine necesară determinarea unei relații între probabilitatea de inundare și efectele economice (la nivelul pierderi sau venituri/profituri).

Pentru această evaluare este important să se fixeze elementele de geomorfologie, ca formă și proces, rată și distribuție spațială, pentru că inundații nu înseamnă numai apă și sedimente, înseamnă 15 - 20% din participarea râului pe această cale la schimbarea morfologiei. În concluzie, intervenția geomorfologului trebuie să se facă în faza proiectului și amenajării unor obiective în ariile care pot fi supuse inundațiilor. Concret, prin sublinierea noțiunilor de morfologie în raport cu fenomenul de inundație, albia majoră nu este altceva decât locul de "joacă" al râului care a construit-o.

BUCUREȘTI UNIVERSITY LIBRARY

5.2. Rolul reliefului în formarea viiturilor

Cu privire la cauzele care produc viiturile cercetarea geomorfologică este implicată între primele domenii, pentru că în afară de precipitații, vegetație etc, mărimea şi mai ales viteza producerii unei viituri depinde de *caracteristicile morfologice ale bazinului hidrografic*. Pentru o analiză care să cuprindă elementele de morfologie se pleacă de la faptul că importanța unei viituri este dată de raportul dintre debitul maxim (Q, m^3/s) al acestora şi suprafața bazinului hidrografic (S):

$$A = \frac{Q\max}{\sqrt{S}}$$

Q_{max} - debitul maxim al viiturii (m^3/s); S - suprafața bazinului (km^2). De exemplu, în timpul viiturilor din anul 1970, pe Mureşul Superior acest indice a variat între 7,73 - 18,3 la Alba Iulia; pe Dunăre, după 100 ani de măsurători s-a ajuns la un coeficient maxim de 21, în timp ce Gangele a atins valoarea 112. De aici, rezultă foarte clar evidențierea factorului geomorfologic în evaluarea importanței unei viituri.

Pentru detalierea analizei fenomenului se mai iau în calcul următorii parametri :

- *mărimea bazinului* (de exemplu, bazinele hidrografice mici pot fi acoperite integral de o aversă);

- *forma bazinului* - care poate fi alungită, radiară, dezvoltată la partea superioară sau inferioară. Coeficientul de alungire (coeficientul lui Gravelius) este :

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}}$$

unde : P - perimetrul bazinului; S - suprafața bazinului. În situația unui bazin circular $K = 1$.

- *panta medie a bazinului hidrografic,* Im, se calculează luând în considerație curbele de nivel şi suprafețele succesive între acestea.

$$\text{Im} = \frac{1}{F}\left[0.5(l1 + \ln + l2 + l3 + \ldots \ln - 1)\right]\Delta h$$

$l_1 \ldots l_n$ - lungimea curbelor; Δh - diferența de nivel dintre acestea

- *altitudinea medie a bazinului hidrografic* se calculează după hărțile în curbe de nivel ; ea se poate calcula ca semisumă a cotelor extreme de pe întinsul bazinului hidrografic:

$$H_{med} = (H + h)/2$$

unde H_{med} este altitudinea medie a bazinului, m, H este altitudinea maximă în bazin, h este altitudinea minimă în bazin sau altitudinea la ieşirea râului din bazin. Această metodă este aproximativă, deoarece în cuprinsul bazinului poate exista un masiv mai înalt, izolat, iar restul bazinului să aibă, în general, altitudini reduse.

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În acest caz, valoarea altitudinii medii va fi mai mare față de realitate. Când se dorește o precizie mai mare în determinarea altitudinii medii, se folosește formula :

$$Hmed = \frac{f_1 h_1 + f_2 h_2 + ... + f_n h_n}{S}$$

în care $f_1 ... f_n$ reprezintă suprafața dintre două curbe de nivel vecine; $h_1 ... h_n$ reprezintă semisuma altitudinii celor două curbe de nivel învecinate, iar S este suprafața bazinului. Altitudinea are o mare influență asupra factorilor hidrologici și asupra scurgerii;

- *asimetria bazinelor hidrografice* se definește prin indicele :

$$a = \frac{Sst - Sdr}{S} \qquad 0 < a < 1$$

S_{st} și S_{dr} sunt suprafețe de bazin situate în stânga, respectiv, la dreapta albiei râului principal.

-densitatea rețelei hidrografice;

-caracteristicile geomorfologice și, în special, geomorfometria versanților;

-caracteristicile geometrice ale albiei minore și albiei majore;

-situația lungimii râurilor pe ordine de mărime ;

-coeficientul de împădurire se definește prin raportul: suprafața pădurii și suprafața bazinului ;

-coeficientul de urbanism se definește prin raportul : suprafața ocupată de așezări omenești, industrii, căi de comunicații etc și suprafața bazinului.

Toate aceste elemente influențează durata unei viituri (T) care, în principal, în afară de precipitații, este o funcție a mărimii bazinului hidrografic (S), a altitudinii medii, a înclinării și lungimii rețelei de albii (L). În tabelul de mai jos sunt redate câteva exemple ale duratei viiturilor din care reiese influența dimensiunii bazinului și lungimii râului. In lipsa măsurătorilor de debite, fapt foarte frecvent la ape mari, cunoașterea unor relații între debite și caracteristicile geomorfologice ale unui bazin hidrografic capătă importanță deosebită.

Tabel 5.1. Durata viiturilor funcție de dimensiunea bazinului și lungimea râului.

Râul	Secțiunea	S (kmp)	L(km)	T (ore)
Mureș	Alba Iulia	17 964	352	260
	Arad	27 056	650	320
Siret	Lespezi	5 921	263	230
	Răcătău	19 539	485	300
	Cozmești	25 433	554	330
	Lungoci	36 083	610	350

Un loc aparte în analiza factorilor care determină sau favorizează viiturile îl reprezintă procesele geomorfologice din bazinele și albiile torențiale. De aceea, cunoașterea lor este indispensabilă evaluării măsurilor de amenajare pentru prevenirea inundațiilor. Aceasta înseamnă o cartografiere atentă a tipurilor de procese și forme, cu caracteristicile lor, începând de la rigole la morfologia de

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR BIBLIOTECA

detaliu a albiilor torenților, la rata eroziunii regresive, la avansarea ravenelor sau torenților, la forma profilelor longitudinale.

Cu privire la *elementele de bază ale unei unde de viitură,* deşi acestea sunt de competența hidrologului, totuşi geomorfologul trebuie să cunoască aspectele generale pentru a avea imaginea corectă a influenței factorilor din bazin. Aşadar, el trebuie să ştie că debitele scurse în timpul unei viituri nu provin în totalitate din ploi sau topirea zăpezilor. Deci se impune separarea pe hidrograful viiturii a celor două componente: scurgerea de bază şi scurgerea de viitură. Se ştie semnificația pantelor de creştere şi descreştere a undelor de viitură, trebuie să se identifice geneza viiturilor (pluviale, nivale, mixte, de altă natură).

In legătură cu *prevenirea şi controlul inundațiilor*, geomorfologia este implicată în amenajarea integrală a bazinelor hidrografice. In acest context se impun următoarele elemente :

- *zonarea luncii inundabile* (zona de scurgere a viiturilor şi de transport; zona de acumulare a viiturilor; zona de inundare excepțională, limita viiturilor maxime de calcul). Aceasta se face în funcție de relief şi probabilitatea de inundare a acestuia;

- *morfologia şi dinamica albiilor minore*, pentru optimizarea condițiilor de curgere a apei în sensul reducerii rugozității (eliminarea unor obstacole din albie, fără a pierde din vedere că aceasta măreşte viteza de curgere a râului şi capacitatea de transport, în schimb, prin mărirea vitezei viiturii se reduce durata de concentrare (timpul de concentrare) a acesteia);

- *mărimea pantei albiilor*;

- *calibrarea secțiunii transversale*, aceasta se realizează în acord cu tendința râurilor de a-şi calibra albia pentru debite mici şi medii. Pentru calibrarea albiilor este necesar a se face distincție între: 1)calibrarea cu rectificări moderate de traseu, lucrări constând în general în realizarea capacității de curgere a viiturilor prin mascarea secțiunii şi reducerea rugozității, fără modificări importante de traseu şi 2) calibrarea cu rectificări importante de traseu, la care, pe lângă mărirea secțiunii se modifică cu traseul şi panta ceea ce duce la amplificarea capacității de transport. Evident, asemenea măsuri se impun din necesități de sistematizare sau amenajare a unor obiective de mare importanță economică.

In cele mai multe cazuri sau, mai exact spus, pe cea mai mare parte a lungimii râurilor, controlul inundațiilor se face prin realizarea de diguri pe albia majoră. Se asigură, cum se spune în termeni de specialitate "curgerea îndiguită". In acest sens rolul geomorfologului este următorul :

- cunoaşterea geometriei albiei la diferite debite şi a relației între secțiunea albiei minore şi a albiei majore, de aceasta depinzând distanța față de râu (mal) a amplasării digurilor;

- cunoaşterea caracterului depozitelor ce alcătuiesc albia majoră, pentru evaluarea vitezei de drenaj, pentru care lateral, în exteriorul digurilor, se fac canale pentru interceptarea infiltrațiilor prin diguri şi colectarea apelor.

Fără a substitui sarcinile hidrotehnicienilor, geomorfologul trebuie să aibă

BCU "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

cel puțin imaginea generală a tipurilor de diguri pentru a evalua impactul acestora și anume :

-diguri longitudinale, aproximativ paralele cursului de apă;

-diguri transversale, executate aproximativ perpendicular pe direcția cursului amenajat, având rolul de a include incinta îndiguită între digurile longitudinale și versanți sau zonele terasate neinundabile;

-diguri de remuu, executate în lungul afluenților râului principal, pentru a feri de inundații luncile acestora în urma propagării spre amonte a efectului de ridicare a nivelului apei provocată de îndiguire.

În toate cazurile de control a inundațiilor prin îndiguiri, geomorfologul trebuie să opteze și să demonstreze varianta așa numitelor amenajări conservative, care reprezintă pe cât posibil capacitatea râului de a-și ajusta geometria pe cale naturală. In același timp trebuie să cunoască posibilele efecte ale îndiguirilor:

-asupra regimului apelor mari (crește viteza râului prin îndiguire), fiind o relație strânsă între secțiunea dintre diguri și nivelul apei;

-asupra modificării regimului debitelor solide și a proceselor geomorfologice de albie, pentru că aluviunile care nu mai pot fi transportate pe întreaga luncă vor determina supraînălțarea secțiunii dintre diguri. Un exemplu dramatic citat în literatură este râul Adige (Italia) unde între anii 1600 - 1926 s-au înregistrat în dreptul localității Masi supraînălțări progresive de diguri cu peste 8,0 m. Într-o situație similară este și Fluviu Galben (China) care are albia la câțiva metri deasupra luncii râului. Rezultă deci că pe cursurile inferioare ale râurilor îndiguite va exista un aflux de aluviuni mai mare decât capacitatea de transport. Aluviunile ce nu mai pot fi transportate se vor acumula între aceste diguri, producând *agradarea* albiei.

Dar îndiguirile au și alte efecte, în cazul de față cele mai importante sunt: mărirea vitezei râurilor; eliminarea rolului de factor fertilizator al râului prin inundare; agradarea accelerată a albiilor; mărirea capacității de erodare a malurilor. Studiul de caz al râului Bârlad, prezentat în următorul capitol este o buna ilustrare a modului cum albia a răspuns de-a lungul timpului la acțiunea de îndiguire și rectificare a albiei minore.

Urmare a unor asemenea efecte, în multe cazuri se alege soluția unor amenajări cu bazine lacustre care să atenueze viiturile; acestea reprezintă lacuri a căror amplasament și mod de exploatare trebuie să țină seama de mărimea bazinului hidrografic și de condițiile energetice ale acestuia. Există în acest sens o amplă strategie de amenajare, funcție de rețeaua hidrografică și de obiectivele care trebuie apărate ș.a. Se pot astfel exemplifica: -acumulări în cascadă ce controlează scurgerile;

-acumulări pe afluenți, cu rol de a reține sau întârzia tranzitul unor viituri pe râul principal;

-acumulări mixte (atât pe afluenți cât și pe râul principal);

-derivații de ape mari reprezintă lucrări cu rol de a preleva o parte din totalitatea apelor de viitură ale unui curs de apă și a le conduce în mare, într-un

lac sau alt curs de apă. In țara noastră s-au efectuat multe asemenea derivații, având în primul rând scop hidroenergetic: Bistrița, Argeș, Ialomița, Cerna. Acestea se numesc și derivații bazinale.

5.3. Studii de caz: Cauzele și efectele inundațiilor din bazinul Trotuș din 1991 și 2004

Prezentăm în aceste studii de caz rezultatele investigațiilor lui Podani și Zăvoianu (1992) asupra cauzelor și pagubelor inundațiilor din Moldova din iulie 1991, și ale noastre în vara lui 2004 din bazinul râului Trotuș (Rădoane et al., 2004). Ambele studii de caz sunt reprezentative pentru a ilustra, pe lângă alte implicații, și rolul reliefului în controlul unor asemenea fenomene.

5.3.1. Inundațiile din 1991

Primele precipitații semnificative în anul 1991 au apărut la sfârșitul lunii aprilie, care s-au propagat din vestul, sudul și apoi Moldova, refăcând deficitul de umezeală din anii precedenți. Luna mai a afectat aproape toată țara cu precipitații bogate, iar în iunie doar în sud-est. Luna iulie a avut multe intervalle cu ploi abundente, dar care au afectat în mod diferit Moldova. În intervalul 1 – 7 iulie 1991 s-au produs precipitații abundente în partea de nord a Moldovei, care au atins 178 l/m^2 în județul Botoșani, 167 l/m^2 în județul Suceava.

Ploile abundente din acest interval au saturat solul și în bună măsură s-au scurs, depășind prin debitele produse, cotele de inundație pe râuri, ca Siret, Prut, Trotuș, Jijia etc. Ultimul interval ploios, între 26 și 30 iulie 1991, prin cantitățile mari de precipitații, intensitatea ieșită din comun și distribuția în spațiu au favorizat o scurgere rapidă a apelor căzute și, implicit, viituri excepționale. O analiză amănunțită a viiturii de pe râul Tazlău, care a condus la distrugerea barajului de la Belci, a fost făcută de Podani și Zăvoianu (1992).

Astfel, în 48 ore au căzut precipitații care au ajuns la 270 l/m^2 în județul Neamț, 224 l/m^2 în județul Bacău, 150 l/m^2 în județul Suceava. Ca urmare, pe râuri ca Siret, Moldova, Bistrița, Trotuș, Bârlad s-au produs inundații cu mari pagube materiale. Cele mai mari viituri s-au produs pe afluenții mici ai râurilor menționate; cel mai impoartant caz prin modul de formare, de propagare a viiturilor și prin pagubele produse este cel al râului Tazlău, afluent pe stânga al Trotușului. Râul Tazlău are o suprafața bazinală de 1 098 km^2 și o lungime a râului de 85,3 km; pe cursul râului există 4 stații hidrometrice, dotate cu pluviometre, care acoperă în mod optim suprafața bazinului. Aceste stații sunt la Tazlău (138 km^2), Scorțeni (417 km^2), Helegiu (984 km^2) și Slobozia (1 090 km^2), la care se adaugă și stația Lucăcești (123 km^2) pe Tazlăul Sărat (fig. 5.1, 5.2).

Pe cursul principal, în avale de postul hidrometric Helegiu, a fost proiectat, în anul 1958 și dat în folosință în 1962, barajul și lacul de acumulare de la Belci, având ca scop principal asigurarea apei de răcire pentru termocentrala de la

Borzești. Volumul total al lacului la darea în folosință era de 12,5 milioane m^3 și un volum util de 11,5 milioane m^3, dar aceasta a fost redus în cursul timpului, la circa 4 milioane m^3 din cauza gradului ridicat de colmatare.

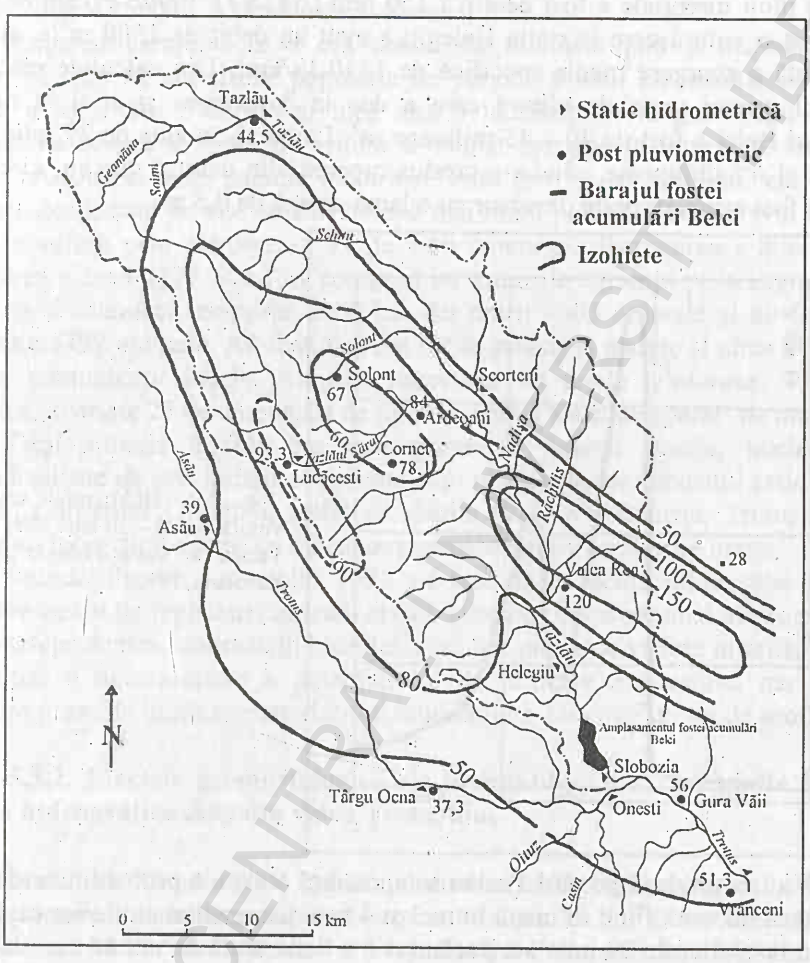


Fig. 5.1. Schița repartiției teritoriale a nucleului ploii torențiale din noaptea de 28 – 29 iulie 1991 din bazinul râului Tazlău: a, post pluviometric; b, stație hidrometrică; c, izohiete. A, secțiune prin barajul Belci: 1, nucleu de argilă; 2, balast nisipos; 3, teren natural; 4, strate filtrante; 5, pereu din plăci de beton armat; 6, material aluvionar (Podani, Zăvoianu, 1992).

Barajul lacului era din pământ cu nucleu de argilă și a rezistat la mai multe viituri succesive cu debite mari. Astfel, în anul 1970 (6-8 iulie), debitul maxim produs pe Tazlău a fost de 938 m^3/s, în anul 1971 (29-30 mai) de 890 m^3/s, în 1977 (25-27 august) de 750 m^3/s, în toate cazurile barajul rezistând cu succes fără a avea de suferit degradări majore.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARA

În anul 1991, debitele excepțional de mari înregistrate pe râul Tazlău au fost rezultatul unui excedent pluviometric deosebit de mare. Astfel, în noaptea de 28 – 29 iulie s-au înregistrat la postul pluviometric Lucăcești 95,5 mm, dar nucleul ploii torențiale a fost de circa 150 mm (fig. 5.1). Ploile excepționale au declanșat o viitură care la stația Helegiu a avut un debit de 1500 m^3/s, ceea ce reprezintă o scurgere medie specifică de 1530 $l/s/km^2$. Din calculele efectuate, volumul primei unde de viitură care a dus la deversarea și apoi la ruperea barajului Belci a fost de 40 – 45 milioane m^3. La baraj, în ziua de 29 iulie, între orele 2 și 6^{20} dimineața, când s-a produs ruperea, din debitul maxim, circa 800 m^3/s au fost evacuați peste deversor cu o lamă de apă de 0,5 m.

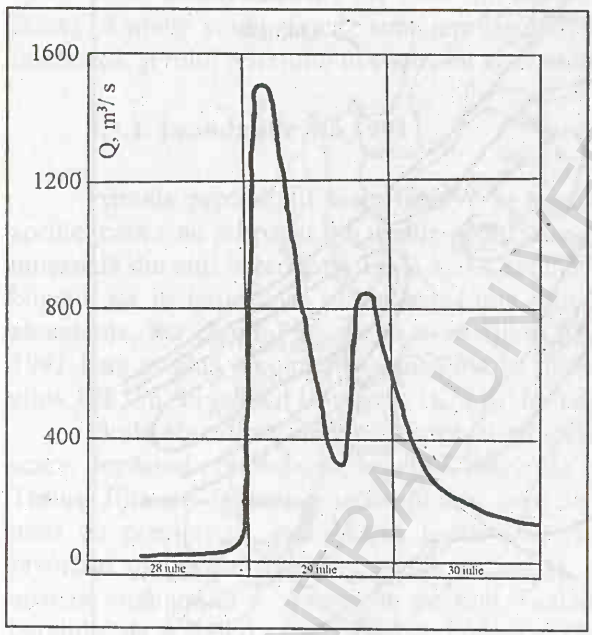


Fig. 5.2. Hidrograful undei de viitură din 28 – 30 iulie 1991 pe râul Tazlău la stația Helegiu (Podani, Zăvoianu, 1992)

Viitura produsă pe râul Tazlău se apreciază a avea o probabilitate de circa 1%, viteza maximă fiind estimată între 3 și 4 m/s. Ca rezultat al ploilor căzute, în după amiaza zilei de 29 iulie s-a declanșat o a doua undă de viitură care la stația Helegiu, la intrarea în lac, a avut un debit maxim de aproape 900 m^3/s. Fragmentarea puternică a reliefului din zona subcarpatică cu valori mici ale lungimii scurgerii de pantă, în condițiile unei saturări a solului, au făcut ca intensitatea medie a ploii de 1 – 1,5 mm/min să declanșeze imediat răspunsul bazinului, încât decalajul între trecerea nucleului pluviometric și apariția viiturii să fie de cel mult 1 – 2 ore, timp care include atât concentrarea pe versanți, cât și în albie.

Urmărind unda de viitură de la Slobozia (în avale de lac), comparativ cu evenimentele din zona acumulării de la Belci, rezultă că prin această secțiune treceau, înainte de ruperea barajului, circa 1500 m^3/s, rezultați din debitul deversat peste barajul de pământ și prin corpul evacuatorilor. La ruperea barajului, debitul maxim înregistrat a fost de cel puțin 3100 m^3/s. Acest debit,

BCU "CONSTANTIN BRĂILOIU" UNIVERSITY LIBRARY

reunit cu cel al Trotuşului, care la staţia Oneşti avea 800 m^3/s, a dat la staţia din aval (Vrânceni) un debit de 3800 – 4000 m^3/s. La 30 km mai în aval, la Adjud, ca urmare a fenomenului de atenuare din albia majoră, debitul maxim al Trotuşului a fost de 2400 – 2500 m^3/s (Podani, Zăvoianu, 1992).

Ruperea barajului la o oră destul de matinală fără o alarmă sonoră prealabilă care să avertizeze populaţia de pericol, a avut ca rezultat inundarea bruscă a localităţii Slobozia şi încă alte 6 localităţi în lungul râului Trotuş. Propagarea bruscă a undei de viitură a ocupat aproape în întregime terasa de luncă, provocând mari pagube materiale. Atât prin acest accident, cât şi prin viiturile declanşate pe alte cursuri de apă mai mici, judeţul Bacău a avut cel mai mult de suferit prin pierderea a 97 de vieţi omeneşti, distrugerea a 806 case şi inundarea a încă 4377. Au fost compromise culturile agricole pe o suprafaţă de 4860 ha şi inundate temporar 6900 ha. Au murit 4603 animale şi au fost date dispărute 5732 animale. Au fost distruse 69 de poduri şi podeţe şi circa 20 km de căi de comunicaţii locale. Au fost întrerupte 10 reţele telefonice, 15 reţele electrice, avariate 25 de amenajări de torenţi şi circa 8 km de apărări de maluri.

Deşi situaţia a fost cea mai gravă în judeţul Bacău, nuclee bine individualizate de precipitaţii abundente s-au produs pe tot versantul estic şi sud-estic al Carpaţilor Orientali, astfel că râurile Moldova, Bistriţa, Trotuş, Putna, Buzău au înregistrat viituri cu efecte dezastroase pentru terenurile joase.

Inundaţiile din luna iulie 1991 au scos în evidenţă numeroase aspecte negative ce ţin de legislaţie, apărare civilă, sistemul informaţional al prognozelor hidrometeorologice, construcţii hidrotehnice; din punct de vedere al reliefului s-a evidenţiat o necunoaştere a potenţialului de utilizare a acestuia, mai ales a treptelor joase de luncă expuse riscului inundaţiilor, fără nici un fel de protecţie.

5.3.2. Efectele geomorfologice ale inundaţiilor din 28-29 iulie 2004 în bazine hidrografice mici din valea Trotuşului

În ziua de 28 iulie 2004 în bazinul montan al Trotuşului (fig. 5.2) au căzut cantităţi impresionate de precipitaţii care au totalizat 75 l/m^2 (între orele 12 – 13) la Goioasa, 104 l/m^2 (între orele 7 – 14) la barajul Poiana Uzului, 94,2 l/m^2 (între orele 10 – 16) la Ciobănuş. În medie, precipitaţiile au fost de 70 – 80 l/m^2, iar pe culmile interfluviale s-au înregistrat cantităţi mai mari. Volumul şi intensitatea precipitaţiilor au avut ca efect activarea torenţilor din zonele despădurite, creşteri rapide şi însemnate de niveluri şi debite pe cursuri de apă ale bazinelor mici, afluente Trotuşului (Corbu, Ursu, Şugura, Agăş, Seaca, Beleghet, Foroja, Goioasa, Grohotiş, P. Ţiganilor, Iedera, Cantina) (fig. 5.3) şi care au determinat inundaţii catastrofale şi transport excesiv de aluviuni târâte.

Debitele înregistrate în secţiunile de monitorizare din zonele cele mai puternic afectate aveau la data de 28.07.2004, ora 7^{00}, valori cuprinse între 1 – 6 m^3/s. Într-un interval de doar 7 – 10 ore s-au înregistrat creşteri spectaculoase, debitele maxime înregistrate având valori de 50 – 100 de ori mai mari, ajungând la probabilităţi de depăşire de 5 – 20%. Pe afluenţii mici, debitele determinate

prin reconstituire au avut probabilități de depășire de 0,5% (Raport Apele Române, Direcția Siret, 2004).

Tabel 5.2. Debite maxime reconstituite pe unii torenți din bazinul râului Trotuș la viitura din 28 iulie 2004 (Raport Apele Române, Directia Siret, 2004).

Râul	Lungimea (km)	Suprafața bazinului (km^2)	Altitudinea medie a bazinului (m)	Panta râului (‰)	Qmax reconst. (m^3/s)	Probabilitatea de depășire (%)
Șugura	8,25	11,9	1049	95	47,0	5
Agăș	8,37	15,8	970	71	195,0	0,5
Seaca	6,50	6,7	845	84	33,0	10
Beleghet	3,00	2,06	725	75	65,0	0,3 – 0,5
P. Țiganilor	1,55	0,75	700	91	17,0	1
Goioasa	4,25	4,7	1052	96	80,0	0,5 – 1
Iedera	2,87	2,7	960	76	127,0	0,3 – 0,5

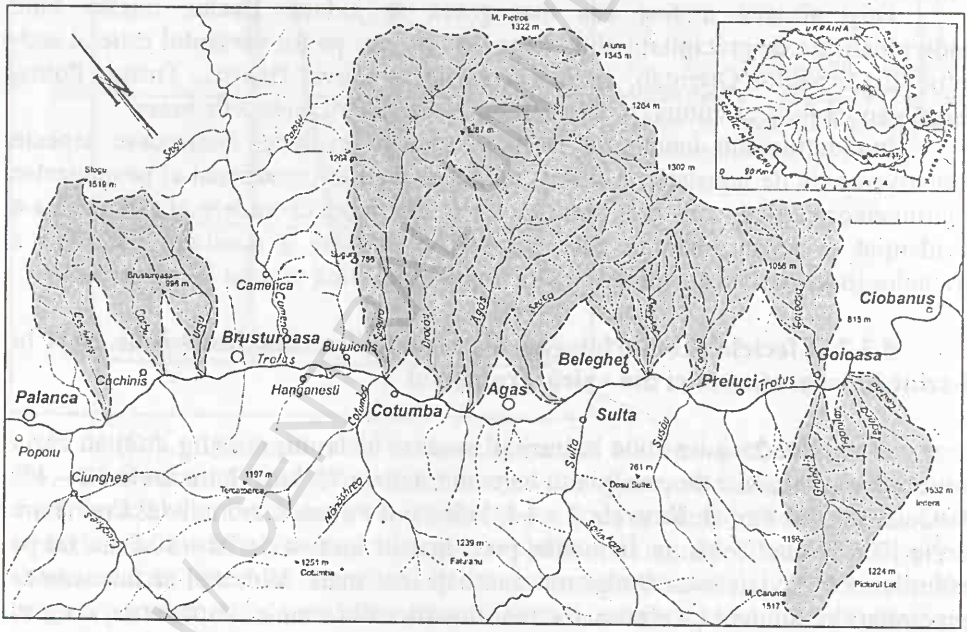


Fig. 5.3. Localizarea bazinelor hidrografice mici în care s-au produs fenomene deosebite la viitura din 28 iulie 2004 (N.Rădoane et al., 2004)..

Pe lângă precipitațiile excepționale căzute, între cauzele care au generat fenomenele extreme din bazinul râului Trotuș se identifică următoarele: despăduriri excesive în bazinele hidrografice mici[1], neigenizarea parchetelor de

[1] Articolele din presă apărute în acele zile s-au ocupat extensiv de numeroasele nereguli în utilizarea terenurilor, mai ales despăduririle salbatice, fără nici un fel de protecție a terenurilor.

exploatare forestieră de resturile lemnoase, blocarea albiilor la poduri şi podeţe cu bolovani şi resturi lemnoase transportate de torenţi din zonele de exploatare forestieră, amplasarea gospodăriilor în zone de mare risc al inundaţiilor. Urmare a acestor cauze, pagubele produse au fost deosebite: 3 persoane decedate şi distrugeri în valoare de 830 miliarde lei (aproximativ 2,2 milioane euro).

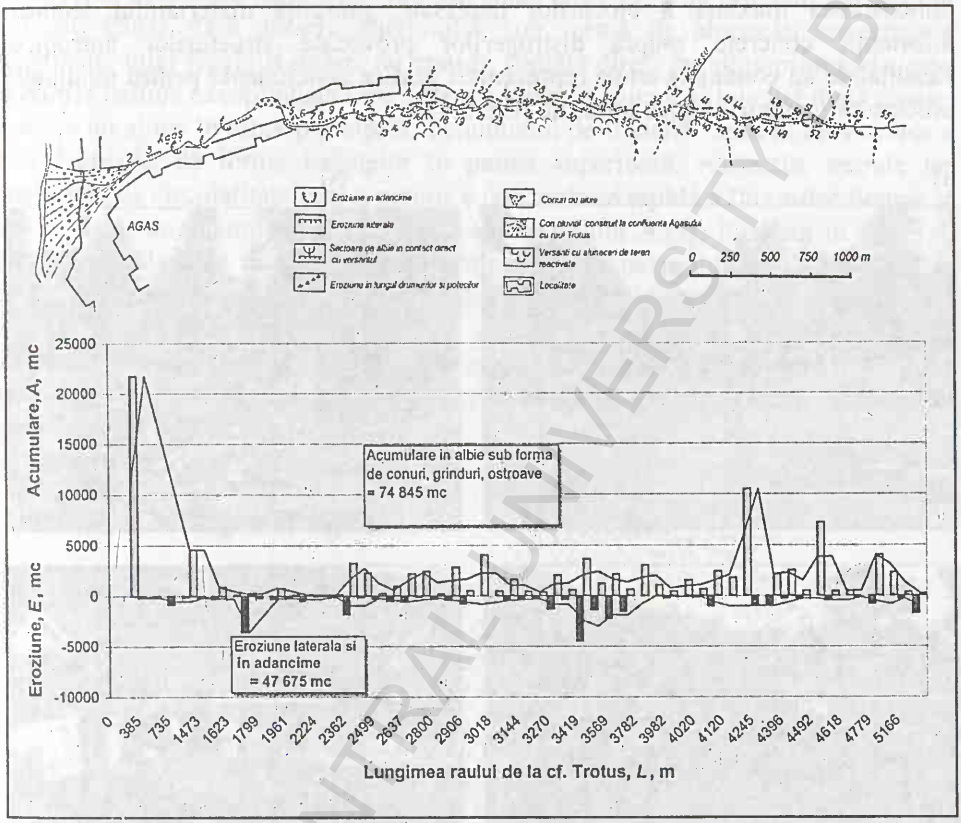


Fig. 5.4. Harta proceselor geomorfologice a văii Agăş după viitura din 28 iulie 2004 (sus). Numerele indică poziţia punctelor de evaluare a bilanţului morfogenetic. Volumele de depozite erodate şi/ sau acumulate în lungul văii Agăş în punctele de măsurare (jos) (Rădoane et al., 2004).

În ce ne priveşte, am acordat atenţie specială efectelor geomorfologice a unor asemenea evenimente (N.Rădoane et al., 2004). Răspunsul bazinelor hidrografice mici la precipitaţiile şi viiturile excepţionale înregistrate a fost imediat prin dislocarea şi transportul unor cantităţi de material solid în lungul albiilor, până la ieşirea din bazin. Cartografierea geomorfologică de după trecerea viiturilor asupra zonelor de eroziune şi acumulare în lungul albiilor torenţiale a condus la evaluarea volumelor erodate şi/sau acumulate, pe baza cărora am realizat o serie de reprezentări grafice sugestive. Forţa distrugătoare a viiturilor

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

reiese din prezentarea mai detaliată a proceselor geomorfologice din lungul văii Agăş.

Valea râului Agăş a fost cartografiată pe o lungime de peste 5 km, înregistrându-se într-o bază de date lungimea sectorului afectat, tipul procesului geomorfologic, volumul de material erodat, volumul de material acumulat, dimensiunea maximă a blocurilor deplasate, prezența materialului lemnos, informații concrete asupra distrugerilor provocate structurilor antropice. Rezultatele au condus la unele reprezentări grafice concludente pentru tendințele proceselor geomorfologice urmărite (fig. 5.4).

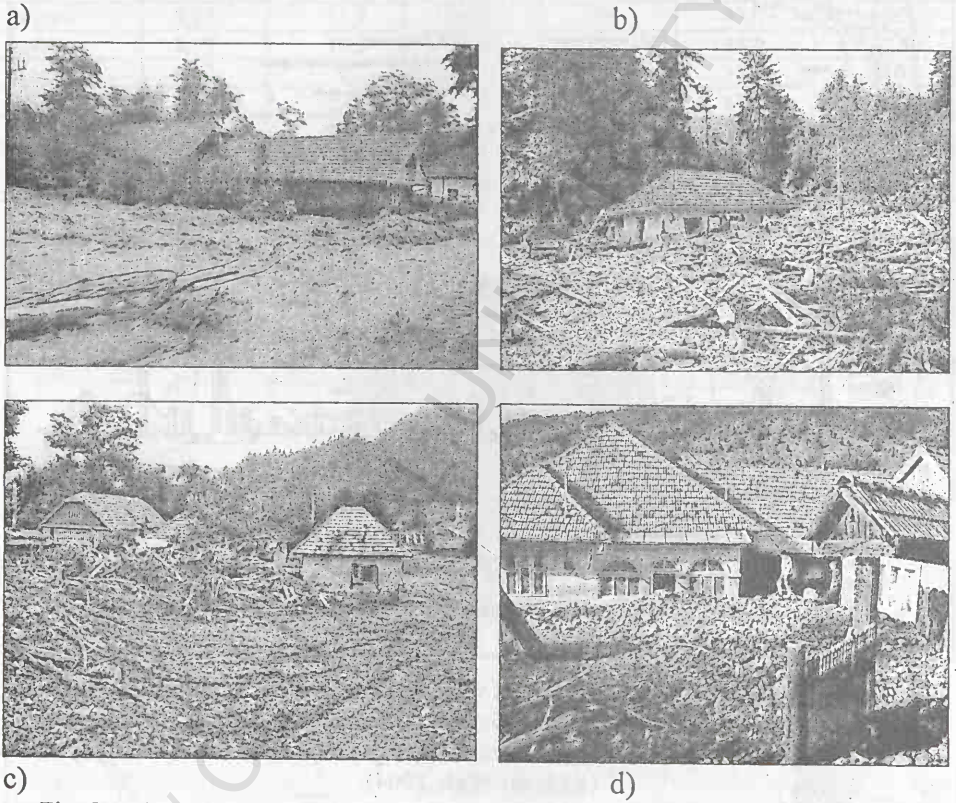


Fig. 5.5. a)Momentul viiturii (28 iulie 2004, ora 17); b) Dezastre după viitură, casă îngropată în aluviuni; c) şi d) aluviuni depuse pe conul de dejecție al pârâului Agăş în zona locuită (N.Rădoane et al., 2004).

Realizând bugetul aluviunilor pe sectorul studiat, se constată o dominare netă a proceselor de acumulare a depozitelor, în detrimentul proceselor de eroziune şi dislocare a materialelor din albie şi din versanți pe sectorul cartografiat. Astfel, volumele de materiale erodate au însumat peste 47 000 m^3, iar cele acumulate, peste 74 000 m^3. Depunerile de materiale s-au regăsit sub forma unor mari conuri de albie, grinduri, depuneri peste albia majoră şi mai ales

un imens con la confluența râului Agăș cu Trotuș. Acesta din urmă avea o lungime de 150 m și o bază de 180 m și a provocat unele dintre cele mai mari distrugeri zonei locuite și căilor de comunicații (fig. 5.5. a,b,c,d).

Faptul că acumularea de aluviuni a depășit eroziunea, ne-a condus la observarea că o mare parte a aluviunilor, adică circa 35%, au provenit din bazinul versant. Chiar dacă sursele aluviunilor sub formă de alunecări superficiale reactivate, mici rigole și ogașe, nu erau în contact direct cu albia principală, prin fluxurile lichide excepționale care s-au organizat în timpul și imediat după ploaie, acestea au ajuns în albia principală. Fenomenul de transfer rapid al aluviunilor a fost favorizat de forma bazinelor în partea superioară, respectiv, marele lor coeficient de circularitate care a permis o concentrare rapidă a fluxurilor lichide și solide. Iată, de exemplu, situația grafică a bazinului Agăș, ilustrată în fig. 5.6, arată o circularitate de 1,07 în partea superioară a bazinului, iar în punctul de concentrare a apelor s-a reconstituit un debit de 195 m^3/s, care se realizează odată la 500 de ani. Evident că asemenea concentrare de forță erozivă a permis dislocarea marilor cantități de materiale aluvionare în amestec cu material lemnos și resturi de structuri antropogene și depuse în lungul văii, avale de punctul de concentrare a apelor.

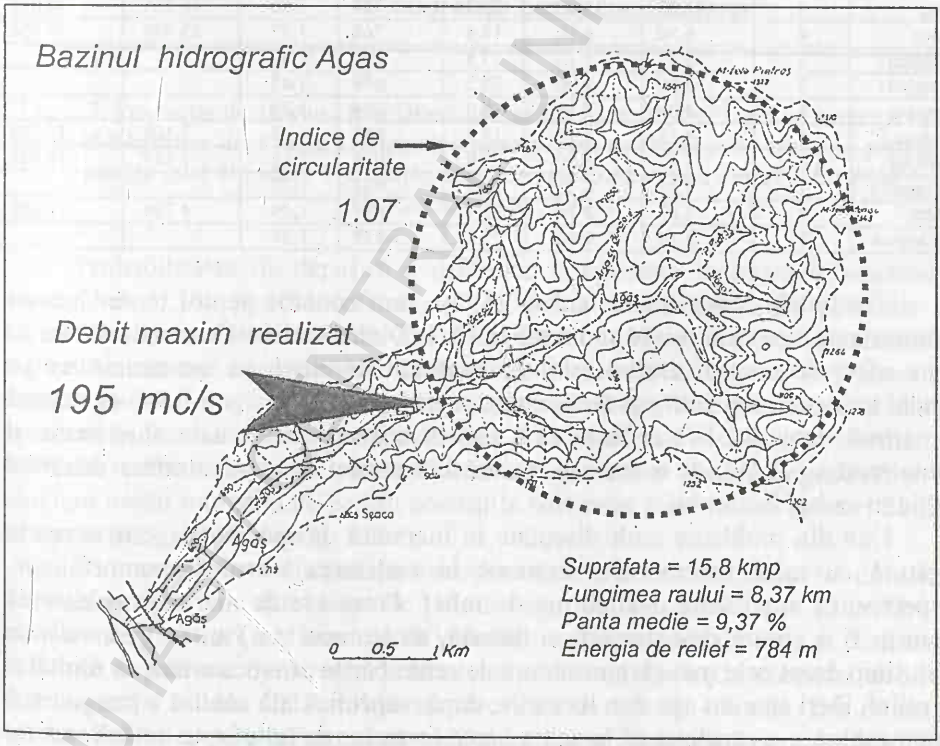


Fig. 5.6. Forma bazinului hidrografic Agăș favorabilă concentrării rapide a viiturilor (Rădoane et al., 2004).

Forma bazinelor hidrografice mici studiate tinde să caracteristici comune, aşa cum reiese din masurătorile noastre (tabel 5.3). Circularitatea a fost calculată după formula:

$$C = L_c/2\sqrt{\pi \cdot F} \qquad C \geq 1$$

în care: C = coeficient de circularitate; Lc = lungimea cumpenei; F = suprafaţa bazinului hidrografic. Valoarea lui C este adimensională, dar cu cât se apropie mai mult de 1, cu atât forma bazinului este mai apropiată de a unui bazin ipotetic circular.

Tabel 5.3. Unele caracteristici morfo-hidrologice asupra bazinelor hidrografice mici în care s-au produs fenomene deosebite la viitura din 28 iulie 2004 (N.Rădoane et al., 2004)..

Râul	Ordin mărime	Lungimea râului (km)	Suprafaţa bazinului hidrografic (km^2)	Panta medie a râului (%)	Energia maxima a reliefului (m)	Circula-ritatea	Eroziunea totală în lungul albiei (m^3)	Acumularea în lungul albiei (m^3)
Corbu	3	3,37	2,90	22,3	752	1,35		
Ursu	3	5,00	3,70	16,8	840	1,82		
Şugura	4	8,25	11,90	9,2	758	1,51	19 113	41 414
Agăş	4	8,37	15,80	9,37	784	1,50	46 765	74 845
Seaca	4	6,50	6,70	11,8	768	1,57	23 959	37 954
Beleghet2	3	2,25	1,12	17,8	400	1,43		
Beleghet1	3	3,00	2,06	23,2	696	1,45		
Foroja	5	4,25	4,50	18,0	766	1,33		
Goioasa	4	4,25	4,70	15,7	668	1,42	7 368	13 259
Grohotiş	4	4,87	5,80	20,9	1016	1,16	1 885	18 849
P.Tiganilor	2	1,55	0,75	31,5	488	1,22		
Iedera	4	2,87	2,70	23,7	681	1,29	4 704	14 385
P. Cantina	3	2,10	1,20	25,6	538	1,34		

Tendinţele observate la bazinul Agăş sunt comune pentru toate bazinele monitorizate, aşa cum reiese şi din tabelul 5.2. Dintre variabilele morfometrice cu mare efect de control asupra mărimii cantităţii de eroziune sau acumulare pe fundul văii sunt, aşa cum era de aşteptat, suprafaţa bazinului (r = 0,94) ca măsură a mărimii debitului lichid, forţa ce a pus în mişcare materialele aluvionare, şi panta medie (-0,78), de asemenea, ca măsură a ratei de concentrare a debitului lichid în cadrul bazinului.

Una din probleme mult discutate în literatura de specialitate este aceea în legătură cu rolul fenomenelor extreme în realizarea lucrului geomorfologic, respectiv, în impunerea unei forme de relief. Procesele de mărime neobişnuită (cum ar fi o viitură devastatoare, o furtună, un tsunami ş.a.) au fost considerate mult timp drept cele mai răspunzătoare de schimbările provocate asupra formelor de relief. Deşi aparent aşa stau lucrurile, după o aprofundată analiză a înregistrării fenomenelor, s-a constatat că în schimbarea formelor de relief este hotărâtoare nu numai *mărimea* procesului (forţei) ci, mai ales, *frecvenţa* cu care se produce (Wolman şi Miller, 1960). În cazul bazinelor studiate de noi mărimea este reprezentată de rata eroziunii şi acumulării aluviunilor în bazinele respective, iar

forța este dată de frecvența cu care se produce debitul lichid (forța) reasponsabil de efectele geomorfologice arătate.

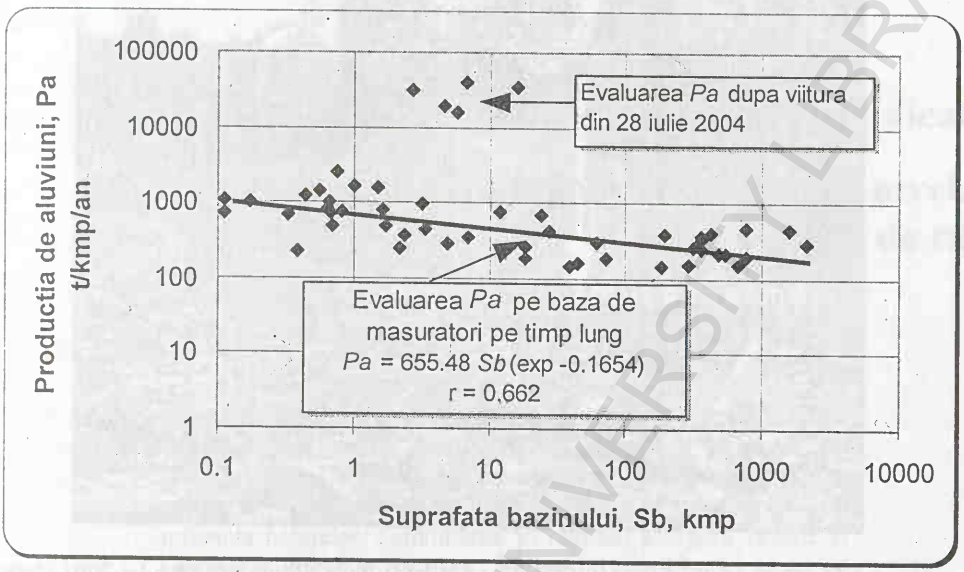


Fig. 5.7. Producția de aluviuni în relație cu suprafața bazinului hidrografic pentru 49 de bazine hidrografice din Carpații Orientali situate pe roci de fliș în comparație cu situația a 5 bazine mici din valea Trotușului, monitorizate după viitura din 28 iulie 2004 (N.Rădoane et al., 2004)

Probabilitatea de depășire a debitelor înregistrate în bazinele studiate a variat între 0,3% și 10% (cf. tabel 5.2), adică aceste debite au perioade de recurență cuprinse între odată la 700 ani și o dată la 10 ani. La aceste debite s-au produs fenomene de distrugere catastrofale pentru locuitori, iar din punct de vedere geomorfologic, o modificare substanțială a albiilor prin raportul dintre eroziune și acumulare. Pentru a evidenția diferența între mărimea producției de aluviuni realizate în timpul acestui fenomen extrem și mărimea producției de aluviuni medii multianuale pentru condițiile bazinelor mici situate pe roci de fliș, am construit graficul din fig. 5.7.

Se poate observa din poziția valorilor ce descriu situația bazinelor din valea Trotușului că în cele câteva ore de viitură s-au realizat dislocări și acumulări de aluviuni de 3 – 4 ori mai mari decât valorile medii multianuale care se realizează la debite de mărime moderată, cu frecvență mult mai mare (de exemplu, debitele dominante pe râurile din România au frecvențe de 1,5 ani - 3 ani). Dar eficiența acestor debite se pare că este mult mai mare tocmai datorită frecvenței lor mari, adică repetabilității dese de a se produce, comparativ cu fenomenele extreme care se produc odată la 100 ani, 300 ani sau 500 ani.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 5.8. Adâncirea albiei pârâului Foroja cu 8-10 m după viitura din 28 iulie 2001 (foto N. Rădoane)

La o concluzie similară ajung şi Coulthard et al. (1998) privind rolul viiturilor extreme şi a perioadelor de scurgere lichidă moderată în modelarea unui bazin de numai 4,5 km^2 din Anglia. Astfel, producţia de aluviuni înregistrată la o viitură extremă, de frecvenţă mică, a fost de 3000 m^3, comparativ cu o producţie de 5700 m^3 care s-a realizat timp de 10 ani la debite lichide moderate. Cu alte cuvinte, un fenomen extrem poate efectua lucru geomorfologic în echivalentul a circa 20 de ani de acţiune geomorfologică curentă. Dacă în cei 20 de ani nu are loc nici un eveniment meteorologic extrem, activitatea geomorfologică de eroziune, transport şi acumulare este efectivă. Şi invers, în 20 ani debitele de mărime moderată erod mai mult decât o viitură, fie ea şi catastrofală (care se produce odată la 100 sau 200 ani).

BCU IASI / ACTIVE UNIVERSITY LIBRARY

6. Cercetări de geomorfologie aplicată pentru cunoaşterea modificărilor la nivelul albiilor de râu

Factori de control ai modificărilor albiilor de râu. Ce trebuie să cunoască un geomorfolog? Cu privire la tipul de albie. Cu privire la relaţiile debit lichid - debit solid. Cu privire la albiile stabile. Cu privire la caracteristicile geometrice, fizice şi petrografice ale aluviunilor Cu privire la procesele fluviale sub influenţa barajelor. Schimbările în regimul scurgerii lichide şi solide sun influenţa barajelor. Răspunsul morfologiei albiei de râu la amenjarea de baraje. Sudii de caz: Efectul intervenţiilor antropice asupra dinamicii albiei râului Bârlad. Granulometria materialului de albie al râului Prut.

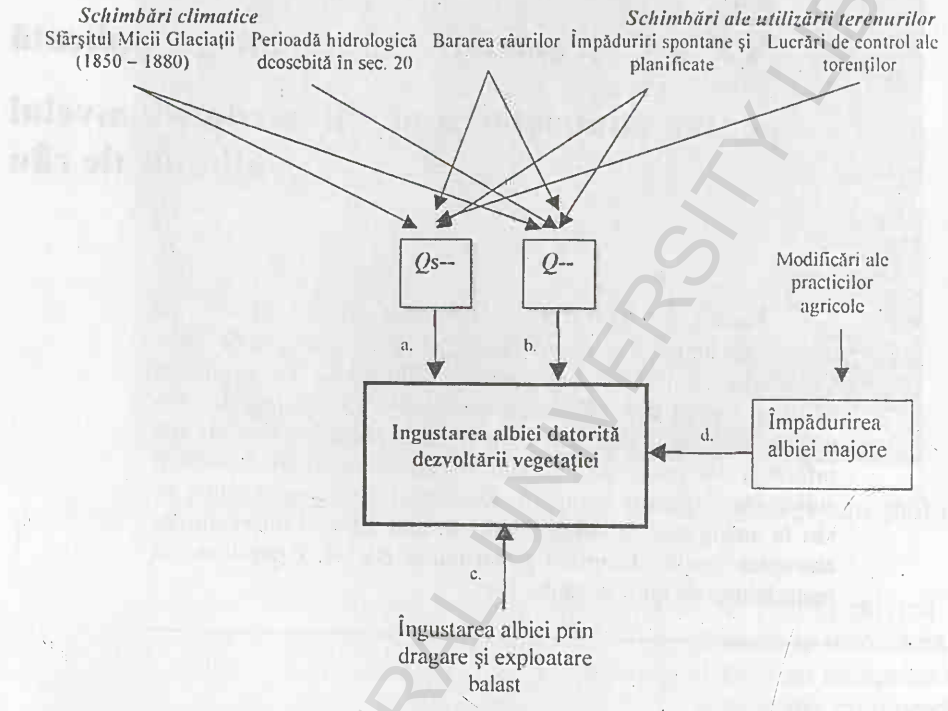
6.1. Factori de control ai modificărilor albiilor de râu

Râurile au fost prezentate ca sisteme geomorfologice cu legături complexe între variabilele de control ale aportului de debit solid, Q_s, şi debit lichid, Q, pe de o parte, şi variabilele dependente ale geometriei albiei, pe de altă parte (Schumm, 1977). Cercetările au condus la formularea teoriei geometriei hidraulice, odată cu lucrarea de pionierat a echipei Leopold şi Maddock (1953) care au stabilit relaţii de putere între cele două domenii. Variabila care are un puternic control asupra geometriei albiei este debitul solid, dat de intrarea de aluviuni, mai mare sau mai mică, din bazinul versant.

Debitul solid, vom vedea, este foarte sensibil la orice intervenţie antropică. Aceasta pentru că ieşirea din sistemul geomorfologic fluvial se calibrează la nivelul

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

secţiunii de control a albiei. In acest caz, toate variabilele din amonte ale bazinului influenţează secţiunea de control, de la tipul de folosinţă a terenurilor, procesele geomorfologice, geomorfometria bazinului, impactul antropic ş.a. De aceea, pentru orice amenajare de albie sau de bazin cunoaşterea fenomenelor geomorfologice ale albiei devine o necesitate (fig. 6.1).



a : Descreşterea Qs > descreşterea Q
ii) desincronizare între descreşterea Qs şi îngustarea albiei datorită timpului de răspuns al sistemului la schimbare (timpul de răspuns este dat în principal de timpul de transfer al aluviunilor prin bazin)
iii) îngustarea albiei progresiv de la sursa de aluviuni
b : Descreşterea Q > descreşterea Qs
ii) sincronizarea între revegetarea albiei majore şi adâncirea albiei
c : Deconectarea albiei de suprafaţa activă iniţială prin degradarea albiei
ii) adâncirea albiei anterior invaziei vegetaţiei în albiile active
iii) îngustarea progresivă a albiei de la locaţia unde patul albiei a coborât (progresia amonte şi aval a degradării de sectoarele perturbate)
d : Modificarea albiei prin împădurirea albiei majore
ii) sincronism între împădurirea albiei majore şi îngustarea albiei

Figură 6.1. Modelul conceptual al factorilor ce controlează adâncirea albiei: ipoteze de lucru (*a* la *d*) (F. Liebault, H. Piegay, 2002)

Modificările albiilor de râu datorită instabilităţii verticale şi laterale de-a lungul albiilor aluviale, adesea induse de variate tipuri de intervenţii antropice, poate deveni

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

neacceptabilă pentru activitatea umană însăşi, când albia majoră adiacentă este dens populată şi bine dezvoltată. Adâncirea albiei şi modificarea geometriei secţiunii transversale pot avea numeroase efecte environmentale şi societale, cum ar fi: punerea în pericol a podurilor, a digurilor şi alte structuri inginereşti ; pierderi de terenuri agricole, evacuări de mari volume de aluviuni ; pagube produse ecosistemelor acvatice şi riverane ; pierderi ale diversităţii habitatului, sărăcirea în ihtiofaună determinată de neputinţa peştilor pentru depunerea icrelor; efecte asupra relaţiei între râu şi apele freatice, pagube aduse vegetaţiei riverane. Managementul şi controlul râurilor instabile pun probleme serioase hidrotehnicienilor şi amenajiştilor, astfel încât este recunoscută importanţa cercetărilor geomorfologice pentru cunoaşterea morfologiei şi dinamicii albiei în elaborarea ghidurilor cu scheme de stabilizare.

Râurile mai importante din Europa au fost supuse unor îndelungi şi diverse modificări antropice, iar modificările istorice ale albiilor au fost bine studiate (Petts et al., 1989). Numeroase studii au arătat tendinţe similare ale modificărilor albiilor de râu pentru o perioadă istorică ce se desfăşoară până la începutul secolului al XIX-lea, caracterizate prin procese de agradare ce afectează diferite componente ale sistemului fluvial (albia minoră, albia majoră, zonele terminale precum deltele), urmate de o inversare a tendinţelor agradaţionale în timpul secolului XX, ca urmare a diferitelor tipuri de intervenţii antropice. Numeroase studii au demonstrat că variaţiile climatice induse în frecvenţa şi mărimea inundaţiilor au avut un rol important în determinarea instabilităţii verticale şi orizontale a albiilor.

Adâncirea şi îngustarea albiilor a fost observată în multe zone din Franţa pentru ultimile două secole, atât în cazul râurilor cu pat de pietriş, precum şi a râurilor mici din zona montană (Liebault şi Piegay, 2002). Numeroase albii s-au adâncit, începând cu mijlocul secolului al XIX-lea, înregistrând apoi o accelerare în perioada 1950 – 1970. Îngustarea albiei s-a datorat clar unei intervenţii umane, atât în bazin, cât şi în lungul albiilor majore. Este vorba de o împădurire extinsă a versanţilor şi o schimbare a utilizării terenurilor în lungul albiilor majore care a condus la descreşterea transportului de aluviuni în sistemul hidrografic respectiv. Acţiunile umane au indus profunde schimbări asupra producţiei de aluviuni la scara unui timp de ordinul deceniilor, mai ales, în cadrul sectoarelor apropiate de sursele de aluviuni. Astfel, chiar dacă Mica Glaciaţie a avut efecte asupra geomorfologiei râurilor, efectul ei este probabil mult mai atenuat, decât efectele intervenţiilor umane. Răspunsul albiilor de râu prin adâncire la modificările climatice şi de utilizare a terenurilor este prezentată în schema logică din fig. 6.1.

Cercetările asupra modificării albiilor din Europa în secolul XX (Rinaldi, 2003) au condus la selectarea următoarelor categorii de perturbări antropice responsabile de aceste schimbări, cum ar fi:

-Perturbări la nivelul bazinului hidrografic, concentrate între sfârşitul

secolului al XIX-lea şi primele decenii ale secolului al XX-lea, incluzând reîmpădurirea a unor mari zone din partea superioară a bazinelor, favorizate de o serie de legi ale managementului terenurilor, stabilizarea versanţilor şi construirea de numeroase mici baraje pe râurile montane.

-*Exploatarea de balast*. În timpul celor trei decenii după cel de-al Doilea Război Mondial volumul de agregate extras din albie a crescut de mai multe ori, ca o consecinţă a reconstrucţiei post-război, iar mai târziu, datorită industrializării şi urbanizării.

-*Baraje*. Amplasarea lucrărilor tranversale de tip baraj a introdus mari discontinuităţi în transportul de aluviuni, în evoluţia albiilor de râu şi a versanţilor adiacenţi, care în timp geologic sunt controlate cu o rată foarte redusă de manifestare, de mişcările tectonice şi de variaţiile nivelului general de bază. Asemenea structuri sunt şi în ţara noastră, în număr de cca. 260 lacuri de baraj, cu un volum total de cca. 13 miliarde m^3 (1/3 din volumul total de apă tranzitat într-un an de râurile interioare).

-*Lucrări de protecţie a malurilor şi construcţia de diguri*. Acest tip de intervenţii a fost prezent aproape toată perioada secolului XX, în principal, în cazul râurilor care strabat oraşele. În România, în perioada 1950-1990, în contextul amenajărilor hidroenergetice şi hidrotehnice, s-au construit 771 km de diguri pe cele mai importante râuri, mai ales după viiturile din 1970 şi 1975.

6.2. Ce trebuie să cunoască un geomorfolog ?

Elementele pe care un geomorfolog trebuie să le aibă în vedere sunt: a)geometria plană a albiei, deci tipul de albie; b)relaţia debit lichid/debit solid; c)identificarea condiţiilor de albie stabilă; d)caracteristicile geometrice şi fizice ale aluviunilor; e)stabilitatea şi evoluţia patului aluvionar; f)relaţiile morfometrice ale albiei stabile ; g)eroziunile şi acumulările în lungul albiilor; h)procesele morfologice în zona albiilor amenajate prin baraje (colmatarea amonte, eroziune aval).

6.2.1.Cu privire la *tipul de albie*

Trebuie identificată şi caracterizată *categoria de albie* la care aparţine sectorul sau râul analizat: *rectiliniară, sinuoasă, meandrată* şi *împletită,* în funcţie de care se determină parametrii morfometrici, ca de exemplu: lăţimea albiei, lungimea de undă a meandrelor sau dintre două noduri, amplitudinea meandrării sau împletirii; baza de curbură a buclelor de meandru; înălţimea malurilor; coeficientul de sinuozitate sau împletire, dinamica albiei funcţie de forma lor, să se identifice corect lungimea de undă sau spaţierea vad - vad şi vad - adânc.

Râurile în mediul climatic temperat formează un continuum de tipuri de albii, cele mai multe sunt albii unitare, drepte, sinuoase şi meandrate şi mai puţin

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

morfologii tranziționale între albii sinuoase şi albii împletite. Principalele tipuri de albii sunt derivate din clasificările propuse de Schumm (1985) şi Church (1992) şi ele trebuie identificate şi descrise de geomorfologi pentru regiunea de studiu respectivă. Iată, de exemplu, în studiile asupra modificării albiilor dintr-o anumită regiune se poate utiliza clasificarea lui Schumm, puțin simplificată (fig. 6.2): 1)sinuoase; 2) meandrate; 3) sinuoase cu ostroave; 4)împletite.

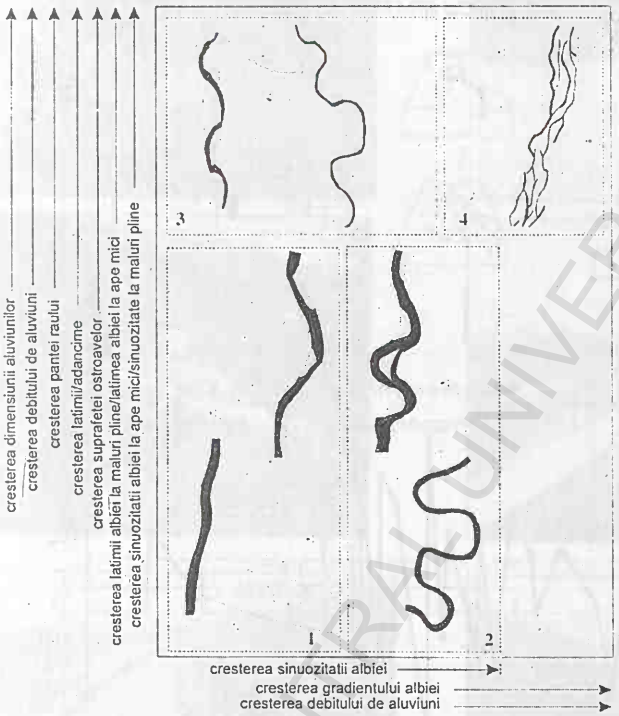


Fig. 6.2. Clasificarea albiilor: 1, sinuoase ; 2, meandrate ; 3, sinuoase cu ostroave alternative ; 4, împletite. Zonele gri indică ostroave active, iar în negru, albia la ape mici..

Albiile sinuoase se caracterizează prin indice de sinuoazitate între 1,2 – 1,5 şi includ albii drepte cu absența ostroavelor sau albii sinuoase cu ostroave sporadice până la frecvente. Albiile meandrate se caracterizează printr-o sinuozitate mai mare (1,5 – 2,5), pante mai mici şi aluviuni mai fine în patul albiei. Albiile sinuoase cu ostroave alternative fac trecerea spre albiile împletite, fiind caracterizate de un transport aluvionar din ce în ce mai mare. Cea mai bună identificare a tipurilor de albii (şi din această cauză şi cea mai des folosită) este cu ajutorul aerofotogramelor. Iar dacă seria de imagini acoperă o perioadă mai lungă de timp (cum ar fi în studiul lui Rinaldi, 2003 pentru râurile din Toscana), geomorfologul poate obține informații privind transformarea unui tip de albii în alt tip, când factorii de control se modifică.

Din cercetările noastre asupra albiilor de pe rama estică a Carpaților Orientali a

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rezultat sintetizarea unor tendințe (fig. 6.3), definirea unor tipuri de albii care sunt în relație directă cu ajustarea geometriei hidraulice prin agradare și degradare în profil longitudinal (Rădoane et al., 1991). Blocdiagramele cu variatele tipuri de albii de pe rama estică a Carpaților Orientali sunt dublate și de imagini sugestive ale albiilor (fig. 6.4).

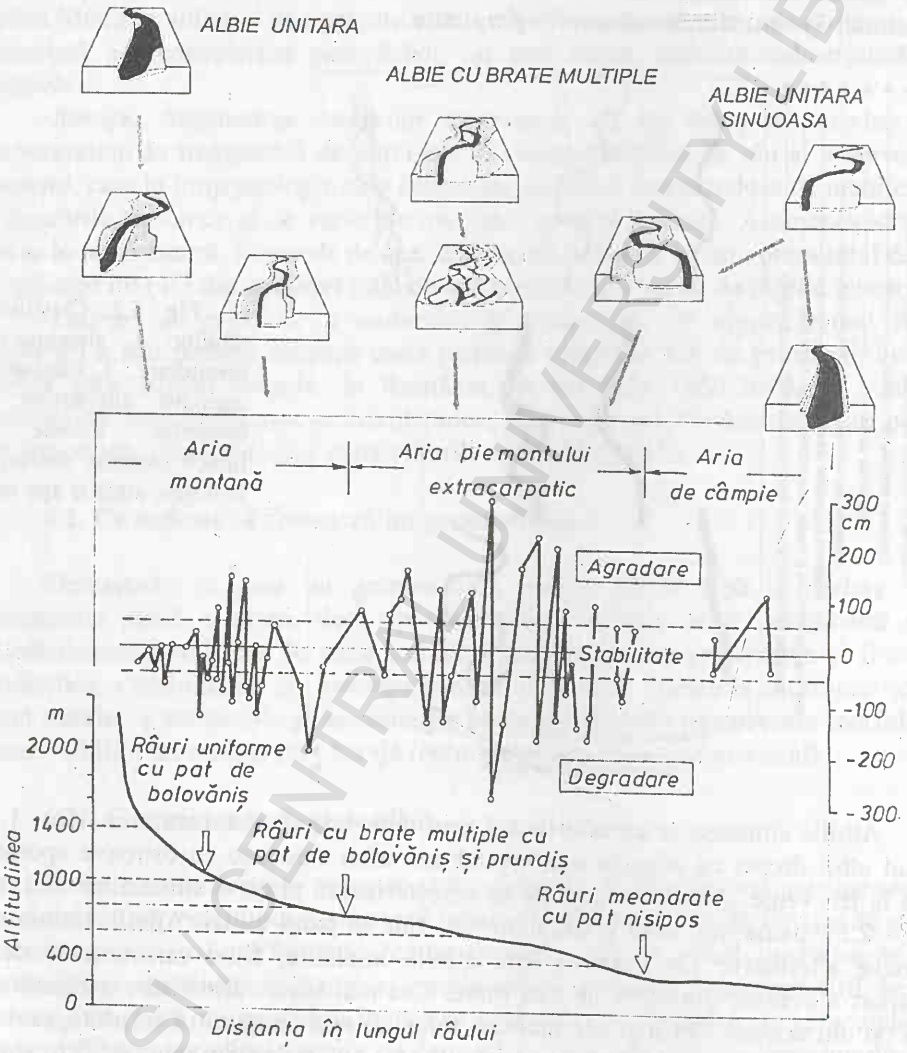


Fig. 6.3. Tipuri de albii în relație directă cu ajustarea geometriei hidraulice prin agradare și degradare în profil longitudinalul al râurilor est-carpatice (Rădoane et al., 1991).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

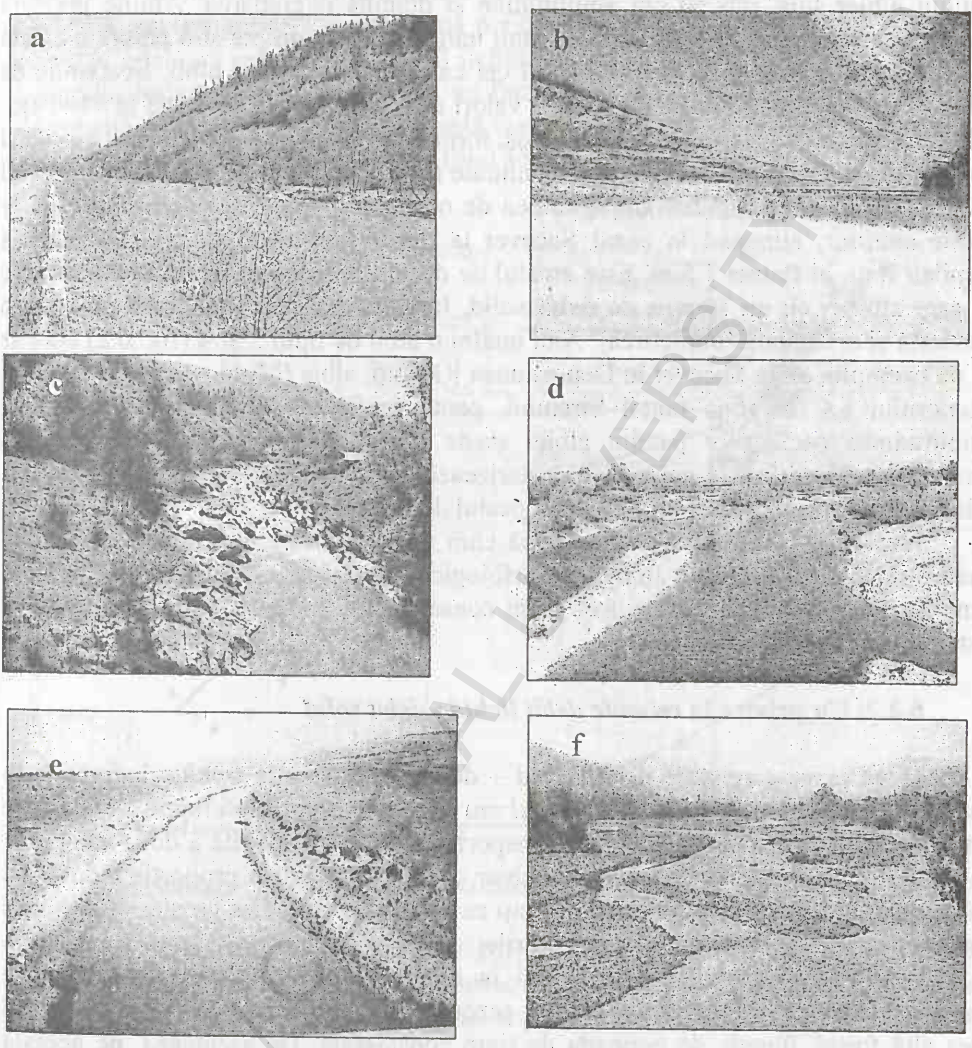


Fig. 6.4. Tipuri de albii de râu în partea de est a României : a. albie unitară, rectilinie, Someş, la Feldru ; b.albie sinuoasă cu ostroave laterale, Suceava la Vereşti ; c. albie în roca in situ, Tarcău ; d.albie cu braţe multiple, cu tendinţă de anastomozare, Suceava la Mioveni ; e.albie adâncă şi îngustă adâncită în depozite coezive, Bârlad la Banca ; f. albie împletită cu pat de pietriş, Suha Bucovineană (foto N. Rădoane).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru secțiunile de albie din aria cristalină a Carpaților, ce corespunde în general, pantei celei mai mari a profilului longitudinal, valorile de oscilație ale patului albiei sunt sub 50 cm amplitudine și domină degradarea. Albiile prezintă numeroase repezișuri și mici cascade, sunt unitare, relativ drepte și o pătură aluvială redusă. Tipul 1 stânga din fig. 6.2 ar fi cel caracteristic acestor albii. Secțiunile de albie ce străbat aria munților flișului au valori de oscilație ce cresc până la ±100 cm. Albiile sunt unitare, cu un pat aluvial gros, format din bolovăniș și pietriș bine rulat și cu ostroave laterale, alternative bine conturate (tipul 1 dreapta în fig. 6.2). În arealul subcarpatic și extracarpatic, amplitudinea de oscilație pe verticală a patului albiilor crește simțitor, atingând în cazul Sucevei la Iţcani aproape 3 m, al Moldovei la Tupilați 2 m, al Putnei 1,5 m. Este arealul de dezvoltare a piemontului extracarpatic în care albiile, cu un surplus de debit solid, înregistrează cea mai mare mobilitate verticală și orizontală (împletirea). Aici întâlnim albii de tipul 3 și 4 (fig. 6.2) cum ar fi, de exemplu, albia Sucevei în Depresiunea Rădăuți, albia Moldovei avale de Gura Humorului ș.a. În zona luncii Siretului, panta profilului longitudinal se reduce, amplitudinea oscilațiilor patului albiei scade la sub 100 cm, iar albia tinde să meandreze. Tipul 2 este cel care caracterizează acest tip de albie, mai ales tipul 2 stânga, datorită unui transport aluvionar destul de însemnat.

Identificarea tipului de albie, după cum se poate deduce din aceste exemple, poate să conducă observația geomorfologică la concluzii pertinente privind complexitatea de factori de control și, în consecință, o evaluare corectă a evoluției sistemului fluvial în ansamblu.

6.2.2. Cu privire la *relațiile debit lichid - debit solid*

În ce privesc relațiile debit lichid – debit solid, atenția trebuie îndreptată în *analiza tipului de transport, suspensional* sau *târât*, cunoscut fiind faptul că în albiile sinuoase domină prima categorie de transport, iar în cele împletite a doua categorie, că în albiile sinuoase transportul târât, chiar dacă se face într-o proporție redusă din debitul solid total, se face tot anul, în timp ce pe râurile cu facies grosier, transportul târât se face preponderent în timpul viiturilor.

Analiza transportului de aluviuni în relație cu debitul lichid se realizează pentru a evidenția regimul zilnic, lunar, sezonier și multianual, deorece relațiile pot avea altă formă funcție de perioada de timp considerată. De asemenea, pe această bază se pot face comparații între bazine de forme și mărimi diferite, situate pe litologii diferite, pe utilizări diferite ale terenurilor. Exemplul pe care îl ilustrăm este cel al relației debitului solid (Qs) – debit lichid(Q) pentru două râuri controlate de bazine hidrografice de mărimi diferite : râul Siret în secțiunea Lungoci și un râu mic, Șcheia, de doar 26 km^2, afluent al Sucevei (fig. 6.5).

Panta corelațiilor pentru cele două situații este aproximativ asemănătoare, așa

cum indică exponenții celor două ecuații, ceea ce denotă faptul că ritmul de încărcare cu aluviuni ale celor două râuri este aproximativ asemănător. Diferențierea între râuri este în legătură cu intensitatea corelațiilor; la un râu mare precum Siretul, corelația este puternică, ceea ce arată o ridicată senzitivitate a mărimii debitului de aluviuni odată cu creşterea debitului lichid, respectiv, o redusă influență a factorilor bazinului hidrografic. În schimb, la un bazin mic, senzitivitatea corelației este mult diminuată deoarece factorii de influență exercitați de bazin se transmit mult mai uşor, distanța până la colectorul principal fiind scurtă.

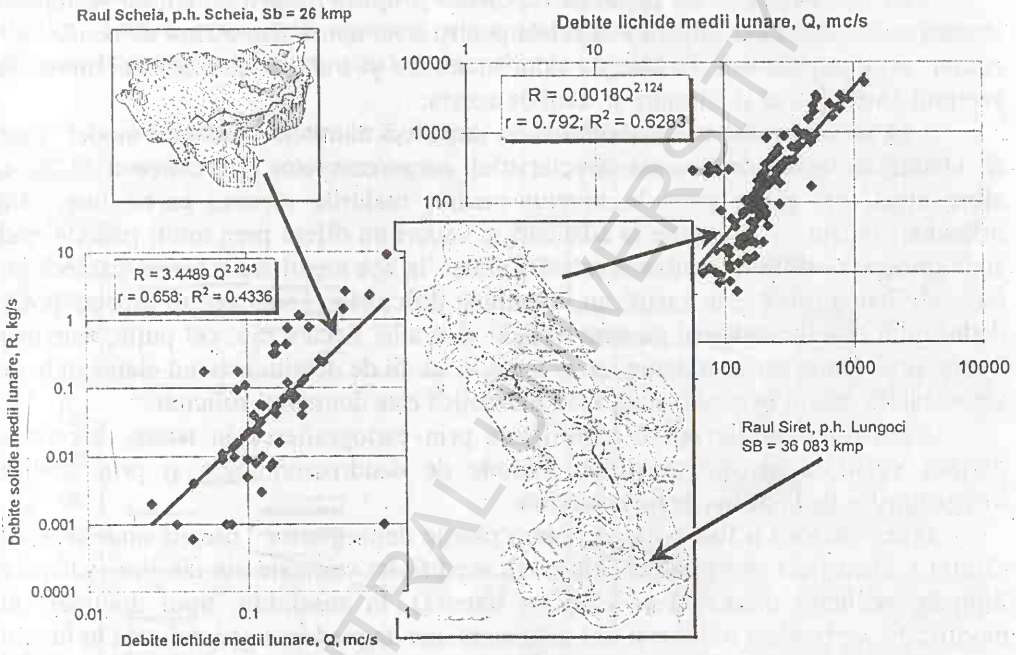


Fig. 6.5. Relații Qs-Q pentru două râuri controlate de bazine hidrografice de mărimi diferite.

Alt exemplu de utilizare a corelațiilor $Qs = f(Q)$ au fost discutate la capitolul deste rolul mineritului ca factor de morfogeneză (cap. 10), unde activitatea de minerit în bazinul hidrografic Jiu are influență majoră asupra formei corelațiilor (a se vedea şi fig. 10. 12).

De asemenea, trebuie avută în vedere *dinamica patului albiei* funcție de transportul târât, respectiv dinamica (deplasarea) vadurilor şi adâncurilor, fenomen ce trebuie evaluat cu exactitate în amplasarea lucrărilor de corectare a albiilor. Un exemplu foarte elocvent în acest sens este discutat în secțiunea de studiu de caz, referitor la albia canalizată a râului Bârlad care, în timp, a suferit modificări ce arată o revenire la forma inițială, puternic meandrată, a albiei naturale.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.2.3. Cu privire *la albiile stabile*

Pe baza cunoaşterii dinamicii acestora, a stăpânirii relaţiilor fundamentale ale geometriei hidraulice, în cazul amenajării albiilor, studiile de geomorfologie trebuie să aibă în vedere următoarele aspecte :

- *ca lucrările să se înscrie pe cât posibil tendinţelor naturale şi să utilizeze energia acesteia,* deci să se evite lucrările care ar modifica prea mult regimul natural, de exemplu, să nu se facă închideri totale de braţe;

- *să se cunoască bine impactul lucrărilor propuse asupra albiei*, iar sectoarele amenajate să aibă bine asigurate capetele pentru *a nu apare fenomenul de ocolire ale râului*, acest aspect este funcţie de tipul lucrărilor şi trebuie analizat nu numai în sectorul amenajat, ci şi amonte şi aval de acesta;

- să se determine *sectoarele stabile*, după aşa numitele "sectoare model" uşor de identificat după următoarele caracteristici: curgerea apelor este concentrată într-o albie mică, cel puţin până la nivelul mediu; malurile descriu curbe line, fără inflexiuni bruşte; adâncimile la adâncuri şi vaduri nu diferă prea mult; pantele apei sunt aproape uniforme; secţiunea udată a albiei, la ape medii are o formă parabolică; navigabilitatea (dacă este cazul) nu întâmpină dificultăţi. Toate aceste aspecte pot fi deduse din fişa de cadastru pe care trebuie să o aibă fiecare râu, cel puţin, cele mai importante. După caracterizarea lor se trece la studii de detaliu privind elementele de albie stabilă, studii în care cunoaşterea hidraulică este domeniul solicitat.

Sectoarele stabile pot fi identificate prin cartografierea în teren, cercetarea hărţilor vechi, a aerofotogramelor, metode de dendrocronologie şi prin analiza înregistrărilor de la posturile hidrometrice.

Prima metodă a fost aplicată pentru râurile din regiunea Toscana unde Rinaldi (2003) a identificat trei clase calitative de modificări verticale ale albiilor (adâncire limitată, adâncire moderată şi adâncire intensă). În ansamblu, tipul dominant al modificării verticale a albiilor a fost adâncirea sau *degradarea* generalizată în lungul tuturor sistemelor fluviale investigate. Cea mai mare adâncire s-a înregistrat pe râul Arno, de 4 m până la 9 m pentru întreaga perioadă analizată (1920-2000).

Aerofotogramele şi metodele dendrocronologice au fost utilizate, de exemplu, de către Liebault şi Piegay (2002) asupra modificării albiilor râurilor din partea de sud-est a Franţei, sau de Uribelarrea et al. (2003) pentru râurile din partea centrală a Spaniei şi în numeroase alte locaţii. Astfel, în Franţa au fost recoltate 405 carote din arborii de pe prima suprafaţă adiacentă albiei active, atât de pe râurile cu pat de pietriş a căror suprafaţă bazinală depăşeşte 900 km^2, cât şi a râurilor mici de munte cu suprafeţe bazinale între 10 şi 100 km^2. Cele mai vechi specii studiate au fost *Alnus incana, Populus nigra, Pinus sylvestris*. Pe baza rezultatelor obţinute s-a stabilit că în ultimii 150 de ani, albiile de râu tind să se îngusteze şi să se adâncească. Perioada mai scurtă de când dispunem de aerofotograme nu a împiedicat să se obţină rezultate

BCU IAŞI / CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

notabile privind modificările albiilor de râu.

În partea centrală a Spaniei, râurile Tagus şi Jarama au înregistrat aceeaşi tendinţă între 1945 şi 2000. Diagramele din fig. 6.6a şi 6.6b arată variaţia unor parametri ai albiilor măsurate pe aerofotograme luate în 1945, 1955, 1973, 1982 şi 2000. Astfel, toate cele patru diagrame arată o tendinţă de reducere a lăţimii albiilor de râu, a lăţimii albiilor secundare, a suprafeţei ostroavelor active şi a celor acoperite cu vegetaţie. Tendinţa se înscrie pe cea înregistrată la aproape toate râurile din Europa de Vest (unele concluzii în acest sens le-am obţinut şi noi pentru albiile din bazinul Siretului şi din bazinul Prutului), respectiv, de îngustare şi adâncire a albiilor. Cauza principală invocată de autori rezultă din reducerea cantităţii de aluviuni transportate din aria sursă şi dezvoltarea vegetaţiei ripariene.

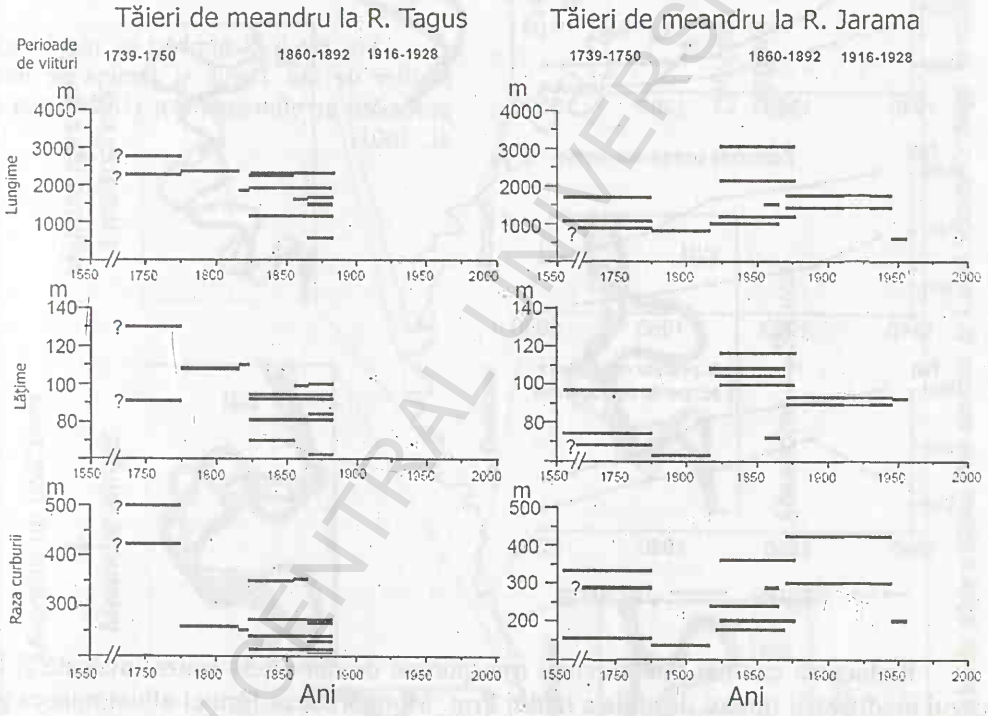


Fig. 6.6a. Evoluţia lungimii, lăţimii şi razei curburii albiilor abandonate între 1750 şi 1950. Liniile orizontale reprezintă timpul când a avut loc tăierile de meandru prin autocaptare. Barele gri verticale reprezintă perioadele de viitură (Uribelarrea et al., 2003).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

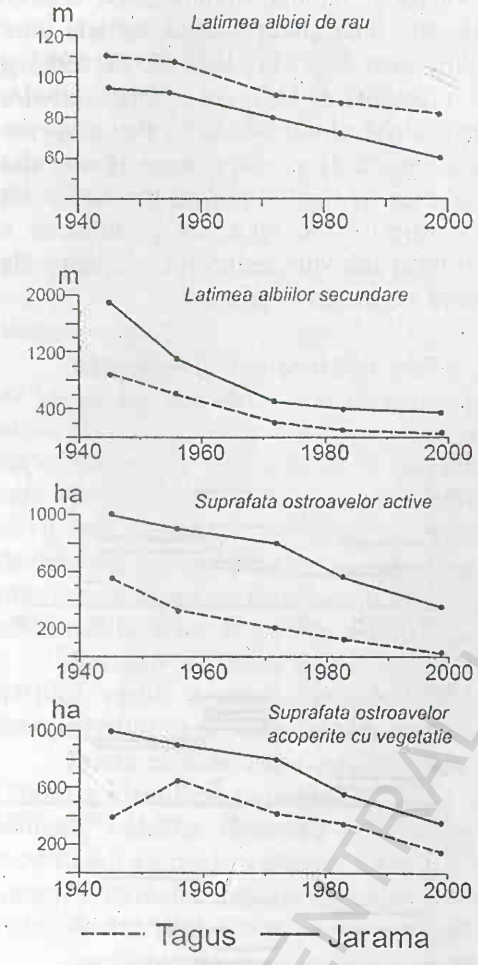


Fig. 6.6 b. Schimbări în morfologia albiilor de râu Tagus şi Jarama pe baza procesării aerofotogramelor (Uribelarrea et al., 2003)

Reducerea cantităţii de aluviuni transportate de râu a fost cauza invocată şi în cazul modificării tipului de albie a râului Prut. Monitorizarea formei albiei minore pe baza hărţilor topografice din 1915, 1960, 1980 şi 2006 între localităţile Orofteana şi confluenţa cu Lacul Stânca arată tendinţele prezentate în fig. 6.7. În această perioadă se constată mai multe categorii de modificări ale tipului de albie, de la împletit spre meandrat, de la sinuos spre meandrat, dar şi spectaculoase migrări de meandre şi autocaptări. Fenomenul este legat de diminuarea cantităţii de aluviuni ce tranzitează acest sector, în parte şi datorită lucrărilor de barare a râului pe teritoriul Ucrainei. Media multianuală a debitului de aluviuni în suspensie pe acest sector este de 55 kg/s

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Media multianuală a debitului de aluviuni în suspensie pe acest sector este de 55 kg/s la un debit lichid de 78 m^3/s în condiţiile unui pat aluvial format de pietriş mărunt. După bararea râului de la Stânca-Costeşti în 1978, diminuarea transportului de aluviuni este şi mai drastică, la 2,28 kg/s în condiţiile unui debit lichid mediu multianual de 81,6 m^3/s.

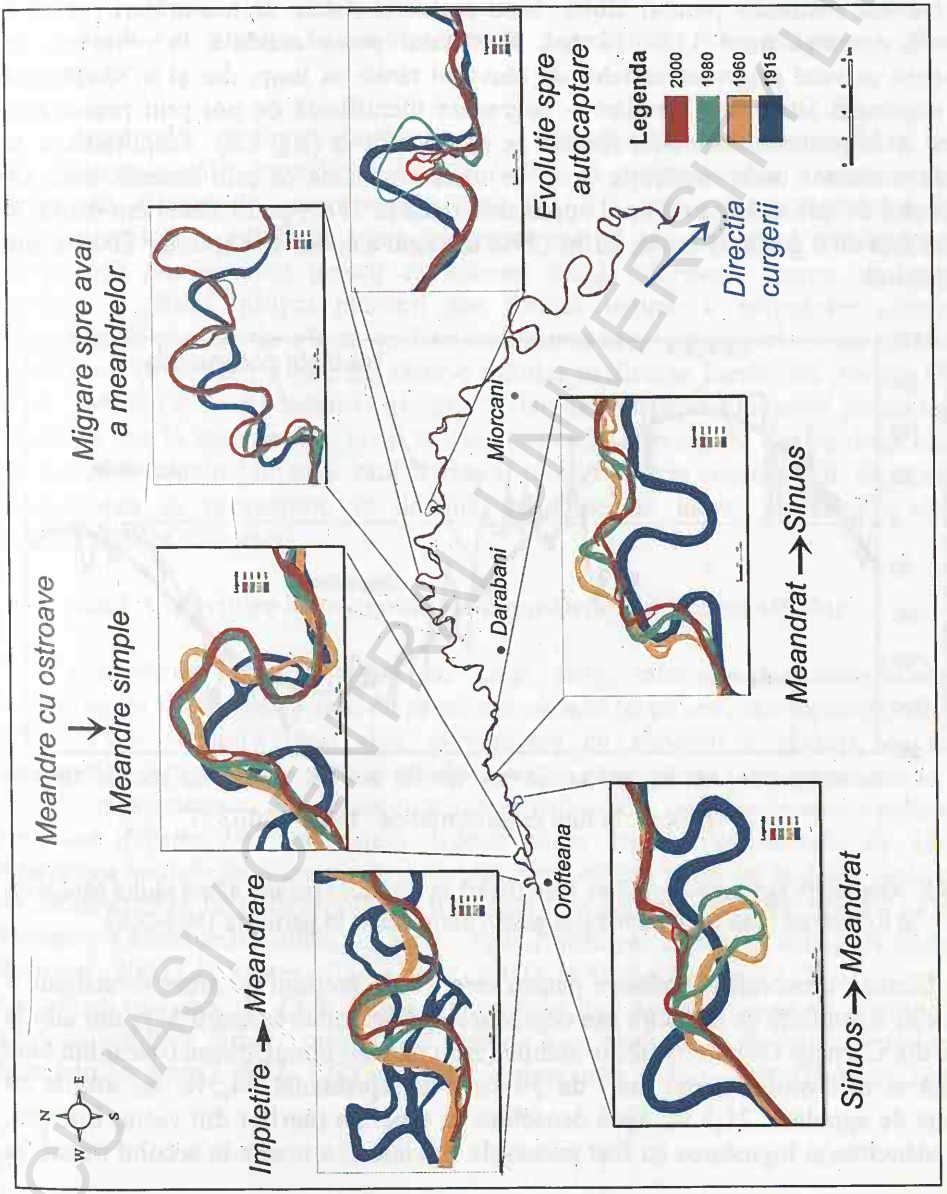


Fig. 6.7. Evoluţii ale tipului de albie a râului Prut amonte de Lacul Stânca-Costeşti în condiţiile reducerii transportului de aluviuni

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Informaţia provenită din secţiunile posturilor hidrometrice a fost monitorizată de noi într-un studiu din 1991 asupra râurilor din partea estică a Carpaţilor Orientali (în total 70 de secţiuni). Pentru fiecare măsurătoare, înălţimea patului albiei a fost considerată de noi ca fiind poziţia talvegului faţă de 0 grafic al mirei hidrologice. Din valoarea nivelului (în cm) s-a scăzut valoarea adâncimii maxime (în cm), diferenţa reprezentând înălţimea patului albiei. S-au prelucrat datele de măsurători pentru o perioadă cuprinsă între 11 – 50 ani. Rezultatul poate conduce la obţinerea de informaţii privind migrarea undelor de aluviuni târâte în timp, dar şi în spaţiu, aşa cum sugerează alternanţa agradare – degradare identificată de noi prin prelucrarea datelor de la postul hidrometric Roman pe râul Moldova (fig. 6.8). Amplitudinea de variaţie a acestor unde depăşeşte 3 m, de unde concluzia că prin această secţiune, transportul de debit târât este unul apreciabil, dacă în 1985, patul albiei era înălţat la 150 cm faţă de 0 grafic al mirei, iar în 1996, talvegul a coborât la aproape 200 cm sub 0 m al mirei.

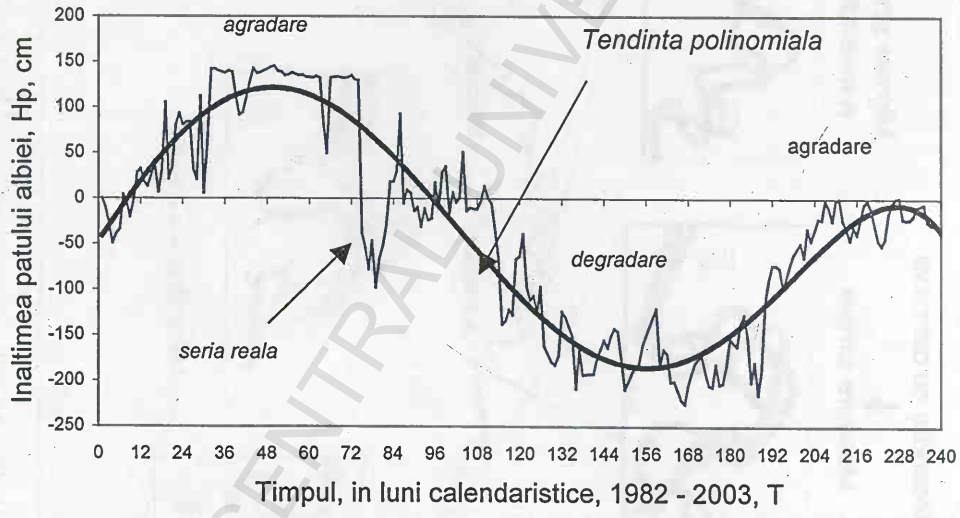


Fig. 6.8. Alternanţă agradare-degradare identificată în dinamica patului albiei râului Moldova la Roman pe baza măsurătorilor la postul hidrometric în perioada 1982-2003.

Sinteza observaţiilor noastre pentru cele 70 de secţiuni de albie investigate a arătat clar o tendinţă de adâncire sau degradare a albiei minore pentru 54% din albiile de râu din Carpaţii Orientali; albiile stabile (albii care nu înregistrează o tendinţă bine definită şi nici oscilaţii mai mari de 50 cm) au reprezentat 24,5%, iar albiile cu tendinţe de agradare, 21,5 %. Spre deosebire de tendinţa râurilor din vestul Europei, unde adâncirea şi îngustarea au fost procesele fluviale dominante în secolul trecut, în

cazul țării noastre tendințele de agradare continuă să caracterizeze numeroase sectoare de albii minore, în special, aria piemontană a Carpaților Românești, datorită unui transport aluvionar încă foarte mare. Iar acesta este în relație directă cu intervențiile brutale în bazinele de recepție ale râurilor respective prin schimbarea utilizării terenurilor, fie prin despădurire, fie, dimpotrivă, prin încetarea lucrărilor de ameliorare şi corectare a torenților, a terenurilor degradate.

6.2.4. Cu privire la *caracteristicile geometrice, fizice şi petrografice ale aluviunilor*

Aspectele sedimentologice care interesează un geomorfolog sunt: *granulometria* atât a depozitelor din *patul albiei* şi *maluri, cât* şi a suspensiilor. Se determină *diametrele caracteristice* (d_{50}, d_{86}, d_{25}...etc) şi se realizează banda granulometrică a râului. In afară de granulometrie se analizează *uzura galeților*, *compoziția petrografică* pentru că aceasta oferă informații asupra stadiului de evoluție a râului, asupra mărimii sau formei optime a granulelor (clastelor). Dispunem în prezent de o bază de date consistentă asupra caracteristicilor aluviunilor râurilor est carpatice pe care am făcut-o publică în diverse lucrări ale noastre (Ichim et al., 1996; 1998 ; Rădoane et al., 2007), iar într-un capitol ulterior prezentăm un studiu de caz în care ne referim şi la caracteristicile aluviunilor pentru două râuri ce evoluează în condiții diferite: râul Bârlad şi râul Prut. Prin aceste studii de caz avem posibilitatea să prezentăm, în detaliu, metodele de lucru, prelucrarea datelor, interpretarea rezultatelor.

6.2.5. Cu privire la *eroziunile* şi *acumulările* din lungul albiilor

Cercetările geomorfologice au drept scop, între altele, cartografierea şi alcătuirea, în final, a unei *harți cu procesele de mal* (eroziune, acumulare), inclusiv a relațiilor cu versanții (mai ales, alimentarea cu aluviuni a râului), cu natura depozitelor şi morfologia patului albiilor. Pentru cunoaşterea ratei proceselor se face apel la *suprapunerea de documente cartografice* sau *aerofotograme, realizate în perioade diferite* din care putem deduce ratele deplasărilor laterale ale albiilor. Asemenea metode de lucru au cunoscut un mare succes peste tot în lume unde astfel de documente au fost disponibile. În România s-au aplicat la Dunăre (Panin, 1976), la Moldova (Amăriucăi, 2000), la Siret (Popa-Burdulea, 2007), la Olteț (N.Rădoane, Rădoane, 2003), la Someşu Cald (Feier, 2007), la Trotuş (Dumitriu, 2007) şi aşa cum am arătat mai sus, la Prut. Unele dintre cele mai spectaculoase reconstituiri ale evoluției albiilor minore prin aceste metode s-au realizat la fluviul Mississippi pe baza hărților între 1765 şi 1932 şi aerofotograme între 1945 şi 2000 (Harmar, 2004).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

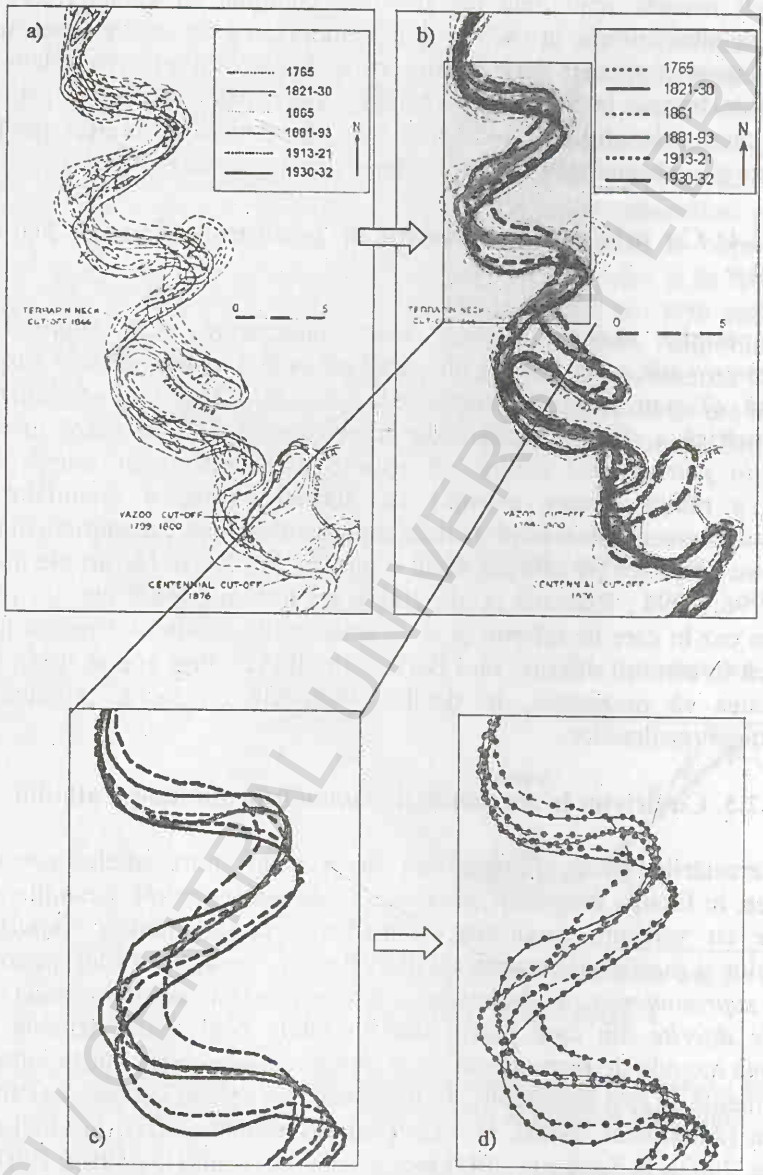


Fig. 6.9. Exemplificarea metodei de digitizare a traseelor albiei fluviului Mississippi (Harmar, 2004)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

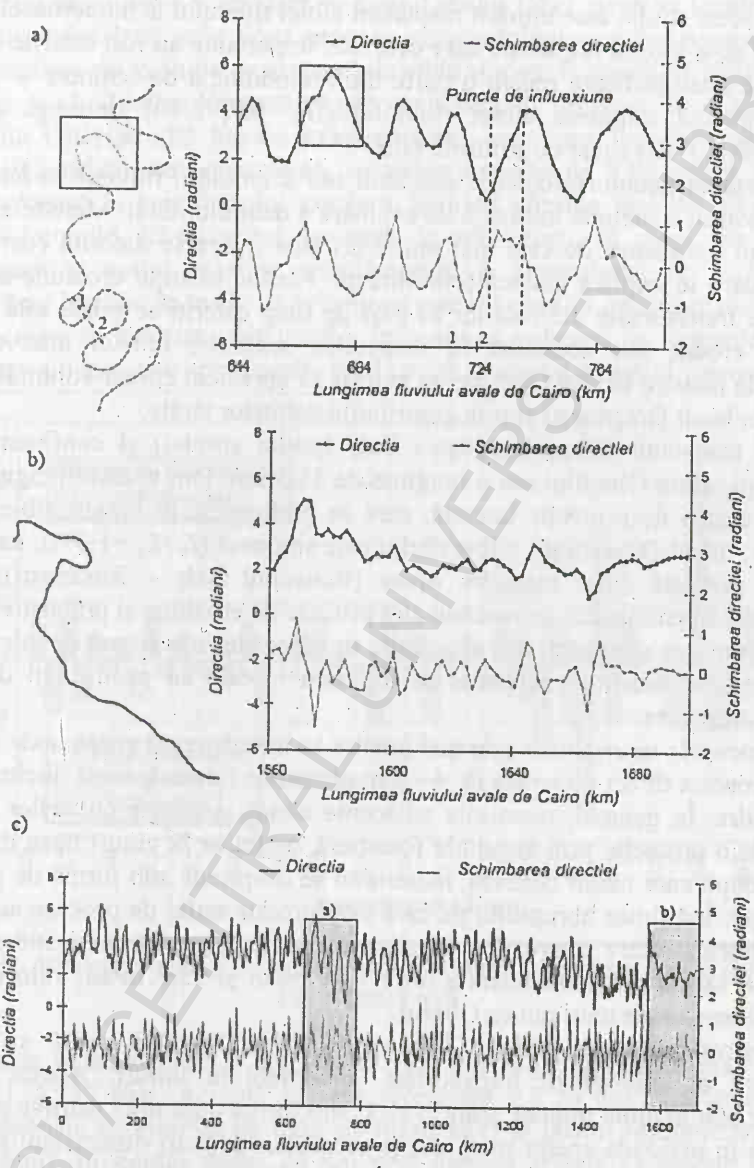


Fig. 6.10. Exemplu de cuantificare a modificării în plan a traseului albiilor de râu prin determinarea unghiului de curbură a meandrelor în lungul fluviului Mississippi: a) exemplificarea variabilității schimbării unghiului de curbură pentru un sector meandrat și b) pentru un sector larg sinuos spre rectiliniu. Intervalul de măsurare a fost de 2 km (Harmar, 2004).

BCU ASSIST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În acest studiu este urmărit răspunsul albiei fluviului la numeroasele intervenţii antropice de-a lungul lui, dintre care cele mai importante au fost tăierile de meandre. În figurile exemplificate redăm o parte din metodologia de obţinere şi prelucrare a datelor privind migrarea albiei fluviului (fig. 6.9, 6.10). Întreaga procesare a informaţiilor s-a realizat cu softurile GIS.

Cartarea geomorfologică a eroziunii sau acumulării fluviale în lungul râurilor poate constitui o metodă indirectă de evaluare a debitului târât. Metodele de evaluare ale acestui parametru de cele mai multe ori sunt indirecte datorită costurilor foarte mari pe care le implică măsurătorile directe. Făcând bilanţul eroziune-acumulare în secţiunile transversale ale râurilor în paşi de timp diferiţi se poate afla volumul de material erodat sau acumulat în respectiva secţiune, într-un interval de timp. Aplicaţiile noastre la râul Olteţ ne-au permis să apreciem corect volumul de aluviuni ce intră în lacul Drăgăneşti şi prin contribuţia debitelor târâte.

Pe tronsonul dintre localitatea Balş (podul şoselei) şi confluenţa cu Lacul Drăgăneşti, albia Oltetului are o lungime de 41,5 km. Din această lungime, pe 8 km prezintă diguri de protecţie laterală, care se prelungesc în lungul albiei râului Olt, respectiv, lacul Drăgăneşti. Albia râului este sinuoasă (L_r/L_v =1,3%), iar pe anumite sectoare prezintă chiar meandre tipice (tronsonul Balş – Rusăneşti). În această situaţie albia pendulează, provocând atât procese de eroziune şi prăbuşire a malurilor, dar şi depunerea unei părţi din aluviunile transportate, sub formă de mici ostroave şi renii. Acestea constituie stocarea de aluviuni mobile cu posibilităţi de reluare la viiturile ulterioare.

Procesele de eroziune cele mai intense se înregistrează acolo unde albia minoră vine în contact direct cu terasa de 4 - 5 m altitudine relativă, fiind inclusă în buclele de meandre. În general, terenurile adiacente albiei, destinate culturilor agricole, nu dispun de o protecţie prin vegetaţie forestieră, astfel că la viituri baza malurilor este erodată după care malul cedează, materialul se desprinde sub formă de pachete şi se prăbuşeşte. Înălţimea abruptului pe care s-au produs astfel de procese au atins 20-25 m. Lăţimea pe care a avut loc eroziunea a variat între 24 m şi 500 m, de aici a rezultat o rată a eroziunii laterale între 1,78 m/an şi 35,7 m/an, valori foarte mari pentru dimensiunea unui râu ca Oltetul.

Procesele de acumulare. În lungul albiei Oltetului există şi sectoare de acumulare a materialelor transportate, îndeosebi la viituri. Aceste sectoare se întâlnesc atât în albia minoră propriu-zisă, sub forma unor mici ostrove ce se observă mai bine în perioada apelor mici, cât şi acumulări de mari dimensiuni sub formă de renii ce ocupă părţi din albia majoră. Reniile reprezintă stocuri de materiale disponibile a fi transportate la apele mari. Privite în ansamblu, în componenţa lor domină nisipurile şi foarte rar apar şi pietrişuri remaniate din versanţi. Volumul nisipului stocat în renii, cu posibilităţi de a fi reluat şi transportat la alte viituri, a fost apreciat la circa 2.459.425 m^3.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bilanțul eroziune – acumulare în lungul râului Olteț, aval de localitatea Balș. Pe baza raportului între cele două procese geomorfologice antagonice am realizat care ar fi tendința de evoluție pe sectorul de albie studiat. Rezultatele sunt prezentate grafic în fig. 6.11. Analiza lor arată că procesele fluviale de eroziune și acumulare în lungul râului Olteț se află într-un cvasiechilibru, eroziunea înregistrând o valoare medie de 10,2 m^3/an, iar acumularea, o valoare medie de 9,09 m^3/an. Cele două procese alternează în lungul râului, conform legității stabilite încă din 1957 de către Wolman și Leopold. Ei au arătat, pe bază de măsurători, că eroziunea din malul concav, numit și malul exterior, este însoțită de acumularea pe malul convex (interior) situat imediat în aval ; că eroziunea este maximă în apexul malului concav, după care crește în aval rata depunerilor în renii; că volumul de depozite erodat în malul concav amonte este aproximativ egal cu cel acumulat în malul convex - aval.

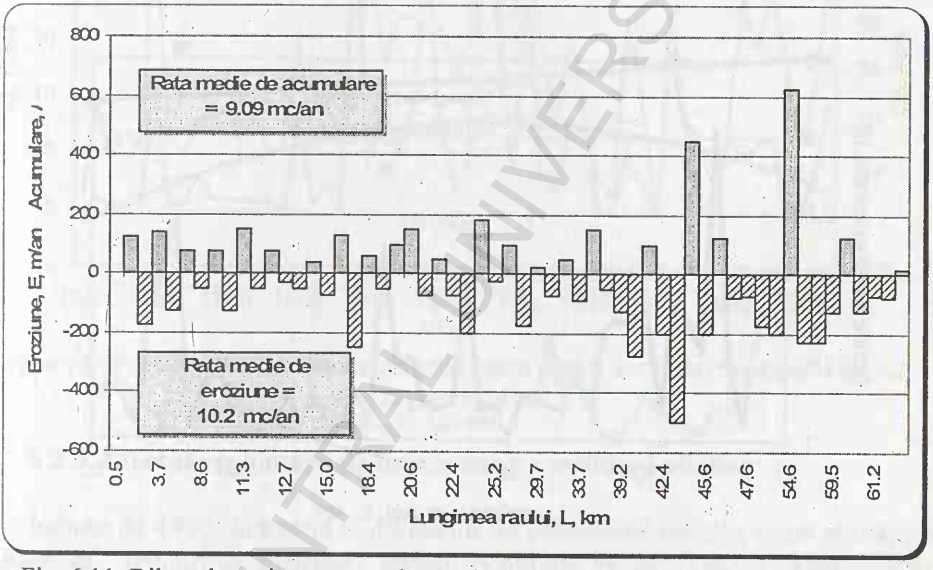


Fig. 6.11. Bilanțul eroziune- acumulare în lungul râului Olteț, între Balș și confluența cu Lacul Drăgănești.

Finalitatea măsurătorilor și calculelor a condus la determinarea debitului târât, evaluat la 134.757 t/an. Această valoare reprezintă 9,5 % din cantitatea debitului solid în suspensie determinat pe bază de măsurători la postul hidrometric Balș (de 1.419.033 t/an). Procentul dedus de noi prin metoda arătată se înscrie în valorile medii pentru condițiile albiilor de câmpie, dar cu mare transport aluvial, precum Oltețul.

În concluzie, se poate aprecia că metodele geomorfologice de cartografiere și evaluare în teren pot conduce la determinări de mare valoare științifică a ratelor de

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

desfăşurare a proceselor geomorfologice. În cazul de faţă, metodele ne-au ajutat să evaluăm volumele de aluviuni totale intrate în lacul Drăgăneşti prin intermediul albiei râului Olteţ, fără a dispune de măsurători hidrometrice riguroase pe termen lung.

Variaţia indicelui de sinuozitate în timp este o altă modalitate de a obţine informaţii preţioase asupra schimbărilor în morfologia albiilor, a tipologiei lor, a posibilităţii de a identifica şi cauzele. Exemplul râului Suceava în zona extracarpatică este foarte sugestiv în acest sens. Prin suprapunerea hărţilor din două perioade de timp (1960 şi 1984), am putut identifica traseele albiilor şi am calculat indicele de sinuozitate în cele două momente de timp. Rezultatul a condus la observaţia ilustrată şi în fig. 6.12, din care se poate vedea cum un râu cu o sinuozitate de 1,5, pe alocuri chiar 2 (deci o albie meandrată propriu-zis în 1960) s-a transformat în 1984 într-un râu cu albie sinuoasă, cu numeroase ostroave laterale şi mediane.

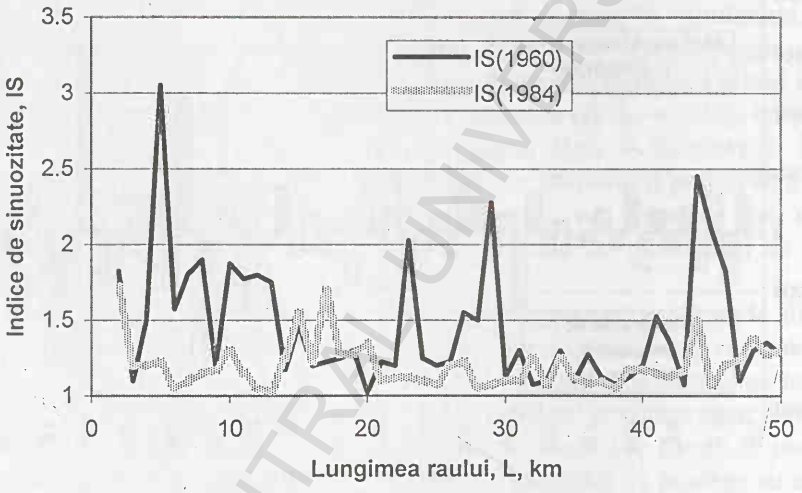


Fig. 6.12. Variaţia în timp a indicelui de sinuozitate a albiei râului Suceava în zona avale de Dărmăneşti până la confluenţa cu r. Siret.

În contextul clasificării lui Schumm (cf. fig. 6.2), această tendinţă arată o creştere a transportului de aluviuni care a determinat albia să se dividă în mai multe braţe în detrimentul caracterului meandrat, cu trasport aluvionare mai redus, pe care l-a avut anterior. Ipoteza o putem verifica dacă analizăm pentru aceeaşi perioadă de investigaţie, variaţia mărimii transportului de apă şi sediment în secţiunea de albie. Din păcate, măsurători asupra debitelor târâte nu se fac, dar avem date în ce priveşte debitele de aluviuni în suspensie. Între cele două tipuri de debite solide există o bună corelaţie, aşa că putem aprecia, aşa cum indică graficul din fig. 6.13, că între 1960 -

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1984 a existat o aluvionare crescută a albiei.

După această perioadă putem prognoza o adâncire a albiei şi o revenire la o sinuozitate mai mare din cauza reducerii fluxului de sedimente ce trece prin secţiunea de albie, timp în care debitele lichide arată o tendinţă generală de creştere. Şi într-adevăr, după 1995, tendinţa albiei râului Suceava este de adâncire, fenomen pe care îl punem pe seama creşterii exploatării de balast şi a reducerii cantităţii de aluviuni transportate după 1990.

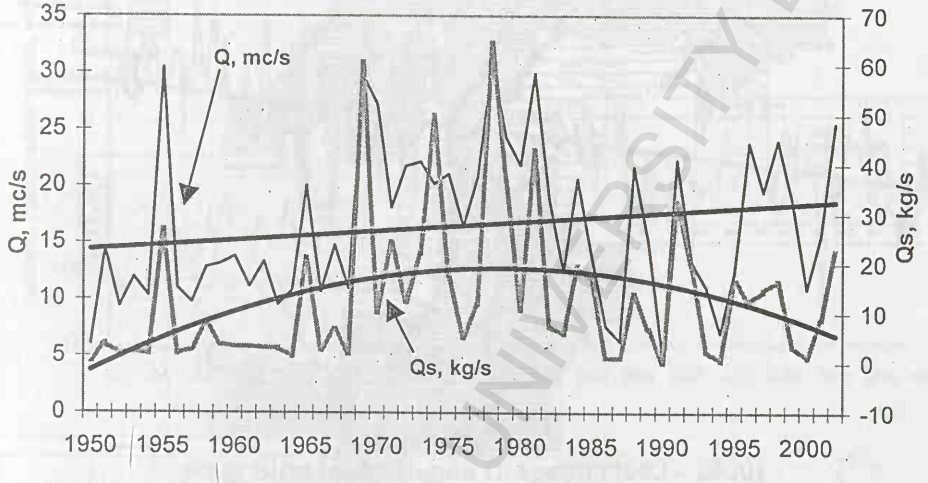


Fig.6.13. Variaţia debitelor lichide şi solide medii anuale ale râului Suceava la postul hidrometric Iţcani.

6.2.6. Efectul exploatării de balast asupra evoluţiei albiilor

Înainte de 1990, industria materialelor de construcţii solicita anual aproape 80 milioane m^3 nisipuri şi pietrişuri sortate (Călinoiu et al., 1988). După o scurtă perioadă de declin, în prezent necesarul de balast a crescut vertiginos, astfel încât există o presiune din ce în ce mai mare asupra albiilor de râu şi a terenurilor din albiile majore. Având în vedere restricţiile de utilizare şi condiţiile de calitate, aria de exploatare a nisipurilor şi pietrişurilor cuaternare se reduce aproape numai la sectoarele mijlocii şi inferioare din albiile minore ale marilor râuri. Iată, de exemplu, situaţia din bazinul râului Siret unde există 230 balastiere cu o producţie de cca 2 milioane m^3 (fig. 6.14) reprezintă un potenţial foarte ridicat pentru transformarea albiilor minore. În această etapă de cercetare nu există evaluări detaliate asupra rolului acestor balastiere în modificarea albiilor de râu, decât unele observaţii punctuale pe unul sau două râuri.

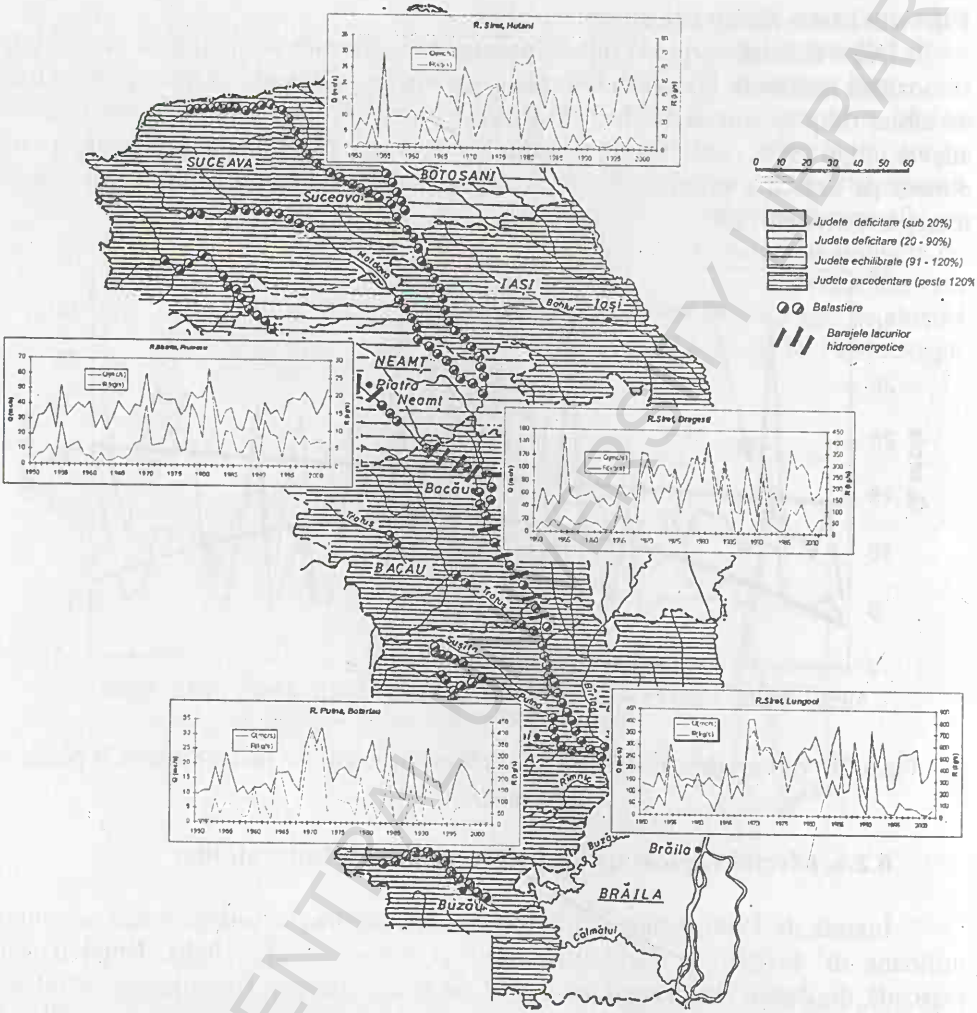


Fig. 6.14. Poziția balastierelor în lungul râurilor importante din bazinul hidrografic Siret (Călinoiu et al., 1988). Hidrografele debitelor lichide şi solide între 1950-2002.

În studiul asupra geomorfologiei şesului extracarpatic al Sucevei realizat de Olariu (1983) se discută în detaliu rolul balastierelor asupra decalibrării albiei minore. Asemenea sectoare se găsesc în aria localităților Măneuți, Satu Mare, Gura Solcii-Costâna, Părhăuți, Iţcani, Plopeni-Vereşti unde au funcționat şi încă mai funcționează balastierele. Unele gropi de excavație au coborât sub nivelul local de bază, motiv pentru care la stația hidrometrică Iţcani albia minoră s-a adâncit cu

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

aproape 3 m în 20 de ani. Eroziunea în adâncime a înlăturat pe o bună parte a talvegului aluviunile mai fine, dezgolind bolovănişurile foarte grosiere din baza aluviului, iar pe alocuri (Mihoveni, Lisaura) a ajuns sub versantul drept – la subasementul sarmatic (Olariu, 1983).

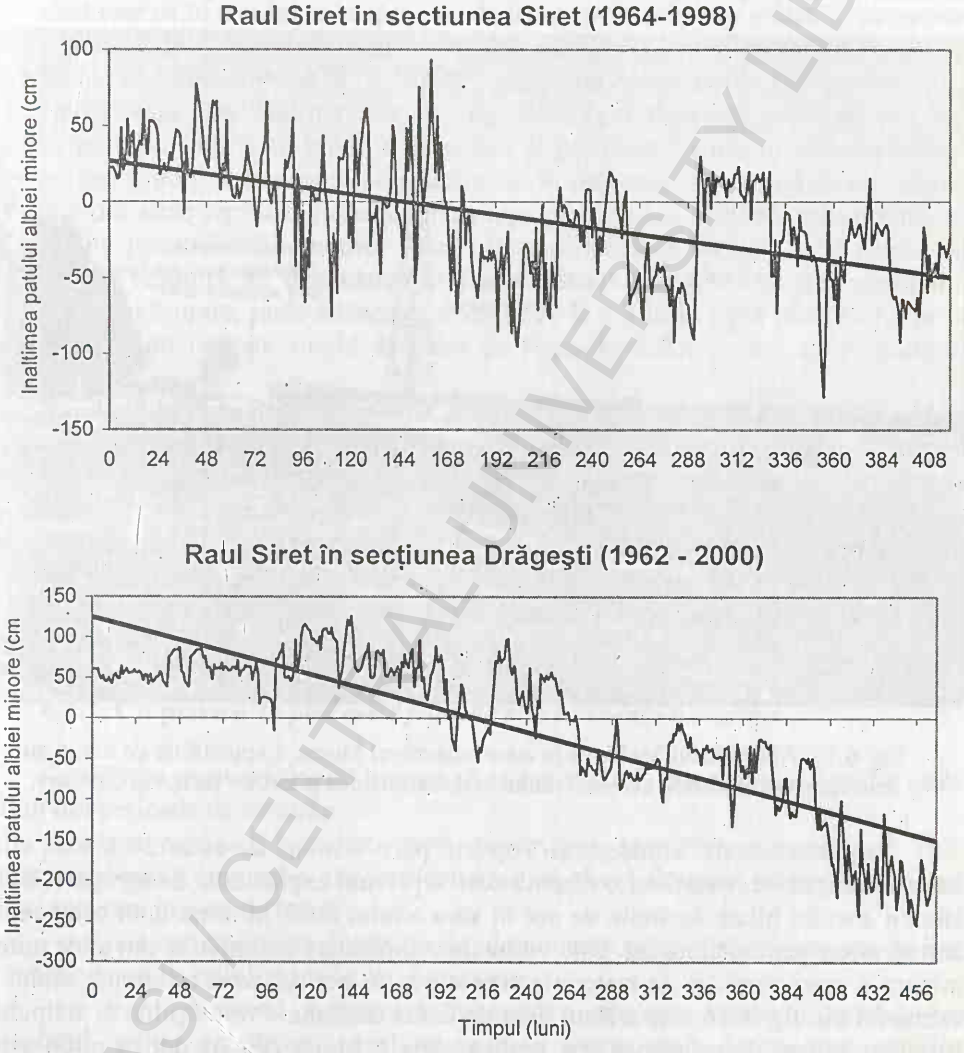


Fig. 6.15. Adâncirea continuă a patului albiei râului Siret, determinată pe baza poziţiei punctului de talveg faţă de 0 grafic al mirei (Popa-Burdulea, 2007).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe valea râului Moldova între Timişeşti şi confluenţa cu Siretul, pe o distanţă de 75 km, (Brânduş (1984) a inventariat 18 balastiere care au extras 12 370 mii m^3 între 1969-1981. Autorul a apreciat că efectul acestora s-a materializat într-o adâncire a întregului traseu cu 1,5 m în medie. Unele porţiuni s-au adâncit mai mult, cu 3 – 4 m (între Timişeşti şi Moţca), iar în altele s-a înregistrat chiar şi agradare.

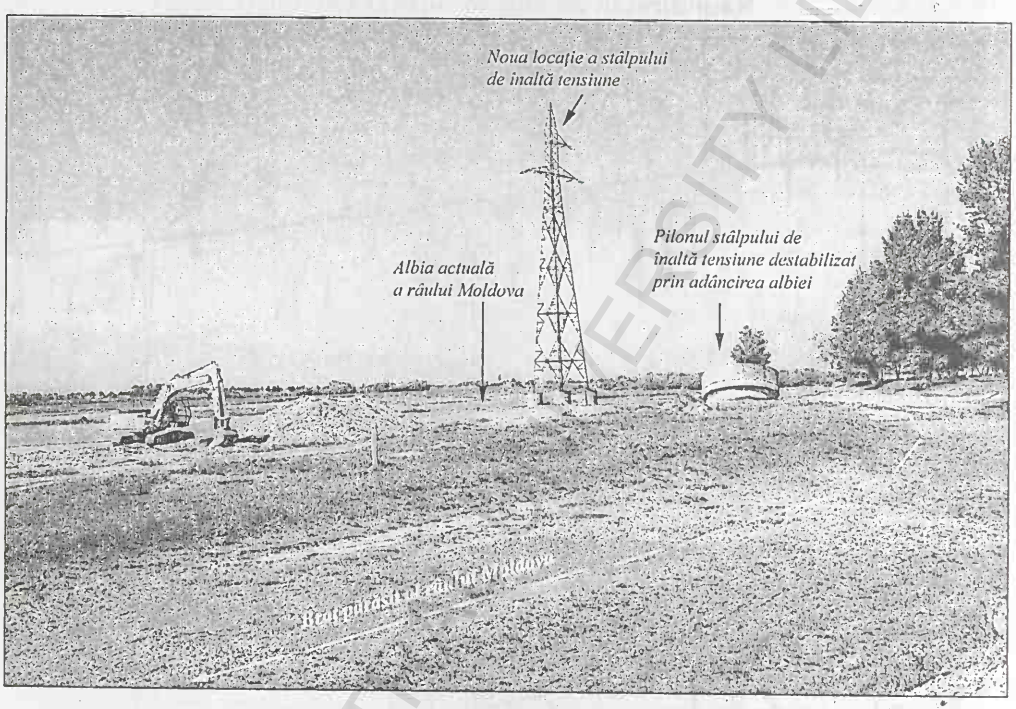


Fig. 6.16. Albia râului Moldova în zona balastierei Moţca. Exploatările de balast au determinat schimbarea cursului râului şi destabilizarea pilonilor de înaltă tensiune.

În prezent, între Timişeşti şi Tupilaţi, pe o distanţă de circa 20 km se află 7 balastiere, între acestea fiind o dispută acerbă privind exploatarea de agregate. Există situaţii absolut hilare întâlnite de noi în vara anului 2007 în urma unei campanii de cartografiere geomorfologică. Este vorba de o exploatare neîngrădită din albia minoră minoră a mari cantităţi de materiale care a pus în pericol zona adiacentă râului. În exemplul din fig. 6.16 este arătată linia de înaltă tensiune. Primul pilon al stâlpului a fost destabilizat de eroziunea din vechea albie a Moldovei. Al doilea pilon a fost amplasat atunci mai departe de cursul râului. În prezent, cum albia s-a mutat pe alt traseu, riscul destabilizării celui de-al doilea pilon este şi mai mare. Ritmul de adâncire a albiei fiind unul accelerat prin exploatarea agregatelor, malurile albiilor cu

tot ce se află în apropierea lor (culturi agricole, locuințe, diguri, căi de comunicații, linii de transport curent electric, prize de apă ș.a.) sunt expuse la un risc major de eroziune. Fotografia din fig. 6.16 este edificatoare în acest sens şi reprezintă un exemplu de ignoranță profundă a comportării unei albii de râu în situația când asupra acesteia se intervine atât de brutal.

Cert este că în condițiile în care rata de transport a debitelor solide în suspensie se diminuiază în timp, iar debitele lichide rămân în continuare mari, există posibilitatea ca albiile minore să se adâncească şi mai mult, chiar şi fără intervenția umană prin balastiere. Hidrografele din fig. 6.14 sunt concludente în ce priveşte tendința pe timp lung a transportului de apă şi sediment în lungul râurilor. Acest fenomen de reducere a transportului de aluviuni în suspensie, împreună cu extragerea balastului din albie reprezintă cauza pentru care albia de râu a Siretului în ultimii 40 ani, la toate posturile hidrometrice (Siret, Huțani, Lespezi, Drăgeşti şi Lungoci) a înregistrat o tendință de degradare. În fig. 6.14 am exemplificat doar două din secțiunile de măsurare, unde adâncirea a variat de la 1,5 m la Siret până la 3,5 m la Drăgeşti. Fenomenul este amplu dezbătut de Popa-Burdulea în teza ei de doctorat (2007).

Tendințe asemănătoare a raportat şi Paşcu (1999) pentru albia minoră a râului Prahova ca efect al exploatărilor de balast. Cercetările detaliate asupra unui tronson de 47 km al albiei (între Predeal şi Bobolia) s-a înregistrat o coborâre a talvegului cu 3 – 4 m, din care circa 2 m în roca de bază, fiind necesare mai multe lucrări de consolidare a căii ferate şi a podurilor. În sectorul Poiana Țapului – confluența cu râul Doftana, adâncirea albiei a înregistrat chiar şi 8 m, ajungându-se până la roca de bază în mai multe locuri şi se semnalează existența depozitelor saline care pot fi atinse în zona Câmpina, cu urmări asupra apelor freatice.

6.2.7. Cu privire *la procesele fluviale sub influența barajelor*

Cercetarea geomorfologică trebuie să se raporteze la cunoaşterea faptului că se disting trei perioade de evoluție:

- *prima perioadă* imediat după construirea barajului, caracterizată prin reținerea aproape completă a aluviunilor aduse de râu şi eroziuni locale (afuieri) pe întinse sectoare în aval de baraj;
- *a doua perioadă* este dominată de aluvionarea patului albiei amonte de lac, iar aval de baraj se stabilizează la nivel de pavaj;
- *a treia perioadă* corespunde colmatării aproape totale a lacului, iar transportul solid, amonte şi aval se apropie foarte mult de regimul anterior amenajării.

Cunoscând toate acestea, cercetătorul geomorfolog îşi orientează studiile în direcția evaluării condițiilor geomorfologice (*factorii de control din bazin, cu privire*

BCU "CAROL I" BUCUREŞTI LIBRARY

specială asupra proceselor erozionale şi denudaţionale, depozitele in situ şi superficiale, procesele surse de aluviuni, natura aluviunilor din albii, regimul în timp lung al transportului de aluviuni) etc şi a realizării unei imagini clare a situaţiei în care poate evolua acumularea sau lacul proiectat a fi amenajat. In aceeaşi măsură interesează impactul pe care amenajarea o va avea asupra dinamicii reliefului, pe de o parte, amonte şi aval de lac (baraj), pe de altă parte în ariile limitrofe lacului (ţărmuri şi versanţi).

În cele ce urmează vom insista mai mult asupra modificării albiilor sub influenţa barajelor, fenomen de care ne-am ocupat mai mult în cercetările noastre. De asemenea, vom înţelege mai bine rolul pe care un geomorfolog îl poate avea în realizarea unor predicţii mai bune asupra modificărilor albiilor sub influenţa acestor intervenţii antropice.

6.2.7.1. *Schimbările în regimul scurgerii lichide şi solide sub influenţa barajelor*

Principalele caracteristici ale evoluţiei albiilor în aval de baraje sunt condiţionate de schimbările ce au loc în regimul scurgerii lichide şi solide. Unii autori consideră schimbările provocate de apariţia barajelor analoage celor determinate de schimbările climatice. O investigare amplă realizată de noi asupra modificării regimului scurgerii de către lacurile de baraj au indicat următoarele:

-cel mai puternic efect al barajelor este concretizat în reducerea apelor mari, respectiv, a viiturilor, până la 50% a volumului ce intră în lac (ex. Colorado aval de barajele Glen Canyon şi Hoover, Arkansas aval de barajul John Martin, Huanhe aval de barajul Sanmenxia);

-efectul asupra scurgerii medii multianuale este mai puţin pregnant, aceasta realizându-se în proporţie de 60 – 70% din scurgerea anterioară închiderii barajului;

-tendinţa de creştere a scurgerii minime, cu deosebire în cazul râurilor din regiunile semiaride.

Lacurile de baraj, în special cele mari, funcţionează ca un decantor pentru aluviunile ce provin din bazinul hidrografic, încât apele uzinate sunt aproape cu totul lipsite de încărcătura solidă. Există multe exemple prezentate în literatura de specialitate. Iată cum se prezintă cazul râului Siret, de-a lungul căruia s-au realizat 5 lacuri de baraj (Rogojeşti, Bucecea, Galbeni, Răcăciuni, Bereşti) din cele nouă proiectate. Ilustraţia sintetică din fig. 6.17 arată tot ceea ce s-a întâmplat în transportul de aluviuni de-a lungul râului, înainte şi după realizarea lacurilor. Astfel, staţiile hidrometrice Siret şi Huţani pot fi folosite cu succes pentru a evalua rolul lacurilor Rogojeşti, dar mai ales Bucecea, în captarea aluviunilor. După închiderea barajului Bucecea (1978), valorile medii ale debitului lichid şi solid înregistrate la staţia Siret, amonte de lacuri, au fost în creştere. Înregistrările făcute la Huţani, 20 km

aval de lacul Bucecea au arătat o reducere cu 50% a cantității de aluviuni transportate de Siret, deşi debitul lichid a înregistrat o creştere.

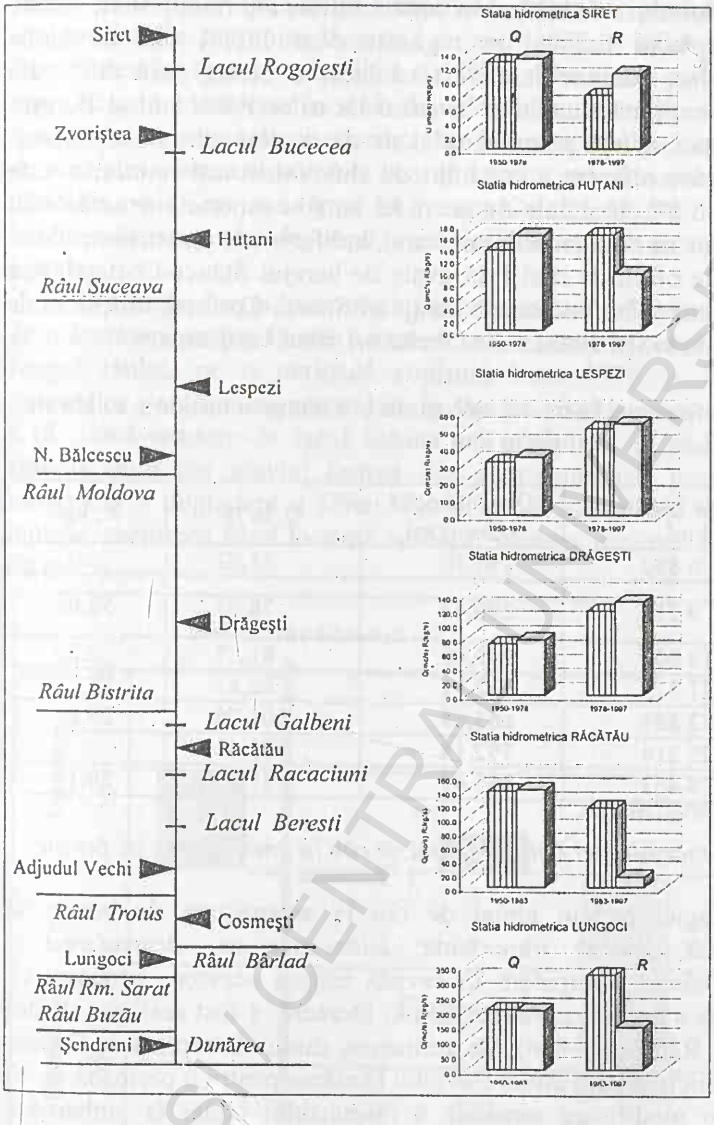


Fig. 6.17. Impactul lacurilor de baraj asupra transportului de aluviuni în lungul râului Siret (Olariu, Gheorghe, 1999).

Această reducere semnifică capacitatea de captare a aluviunilor de către lacurile Rogojejşti şi Bucecea. Între Huţani şi Lespezi, următoarea staţie hidrometrică, râul Siret primeşte un afluent important, Suceava, care, împreună cu albia propriu-zisă a Siretului, va contribui la refacerea încărcăturii solide a râului;

BCU "ŞTIINŢĂ" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fenomenul este şi mai accentuat la staţia Drăgeşti, aval de confluenţa cu râul Moldova. Între staţiile Drăgeşti şi Răcătău se află lacul Galbeni care exercită o reducere drastică a transportului de aluviuni în cursul mijlociu al râului Siret. Astfel, se constată că aval de lacul Galbeni se regăsesc doar 12,5% din aluviunile transportate amonte de lac, ceea ce înseamnă că lacul a captat peste 80% din sedimente. Tot la fel se exprimă situaţia şi în cazul lacurilor Răcăciuni şi Bereşti; staţia hidrometrică Lungoci se află poziţionată avale de confluenţa cu râul Trotuş, ceea ce explică o oarecare refacere a cantităţii de aluviuni, totuşi reducerea este însemnată, cu 45% (fig. 6.17). Exemple de acest fel au fost raportate oriunde s-au realizat lucrări hidrotehnice de tipul lacurilor de baraj, indiferent de dimensiunea lor.

Un alt exemplu este oferit de râul Prut avale de barajul Stânca-Costeşti. Am arătat mai sus că după punerea în funcţiune a barajului Stânca-Costeşti, cantitatea de aluviuni s-a redus drastic în avale, situaţia din tabelul 6.1 fiind edificatoare.

Tabel.6.1.Date asupra morfometriei bazinului hidrografic şi a scurgerii lichide şi solide ale râului Prut

Secţiunea	Suprafaţa bazinului, km^2	Distanţa de la izvor (km)	Q, m^3/s	R, kg/s
Cernăuţi	6 890	193,30	73,62	
Rădăuţi - Prut	9 215	290,43	78,03	55,06
Stânca	13 099	389,06	81,57	2,28
Ungheni	21 515	572,74	86,81	22,74
Drânceni	22 883	665,68	101,76	29,85
Fălciu	25 214	792,14	103,43	
Oancea	28 463	865,43	85,30	20,11

6.2.7.2. *Răspunsul morfologiei patului albiei de râu la amenajarea de baraje*

Răspunsul morfologiei patului albiei de râu la amenajarea de baraje se caracterizează prin două procese importante: *adâncirea* sau *degradarea* şi *supraînălţarea* sau *agradarea*. O trecere în revistă asupra acestor procese, cu prezentarea şi comentarea a numeroase exemple din literaură, a fost realizată de noi într-o altă lucrare (Ichim, Rădoane, 1986). De asemenea, studiul întreprins de Bondar et al. (1980) asupra dinamicii patului albiei fluviului Dunărea pentru o perioadă de 10 – 15 ani a evidenţiat o modificare sensibilă a răspunsului albiei la numeroase intervenţii antropice. Scoaterea de sub inundaţii a Luncii Dunării prin lucrări de îndiguire a fost de natură să încorseteze albia minoră şi să concentreze scurgerea aplor mari cu viteze şi cu niveluri sporite, care s-au răsfrânt direct asupra dinamici patului albiei, mai întâi prin eroziuni în anumite sectoare (din amonte de Corabia) şi

BCU "I. C. BRĂTIANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prin depuneri în alte sectoare (în aval de Oltenița). Această importantă cauză a proceselor din albia Dunării s-a exercitat după 1964, anul încheierii principalelor lucrări de îndiguire pe sectorul românesc al Dunării, aval de Calafat. Peste influența îndiguirilor s-a suprapus, începând cu anul 1971, o influență a barării Dunării de la Porțile de Fier (baraj cu înălțime de 50 m și lacul din amonte cu o lungime de 132 km); aceasta a provocat în albie depuneri în amonte, din cauza reținerii a unei părți însemnate de aluviuni și eroziuni în aval prin spălarea stratului de aluviuni. Din datele hidrometrice disponibile la acel timp nu se poate stabili precis limita degradării albiei în aval. Cert este faptul că în zona Calafat, situată în aval la peste 150 km de baraj, s-au înregistrat depuneri importante, urmate de eroziuni, care s-au accentuat la Corabia.

O situație foarte bine exprimată este în cazul albiei râului Prut unde am dispus de măsurători asupra formei secțiunii transversale în cele 6 posturi hidrometrice din lungul râului, pe o perioadă cuprinsă între 1975 și 2006. Realizând bilanțul proceselor de eroziune-acumulare în fiecare secțiune, am obținut diagrama din fig. 6.18. Dacă amonte de lacul Stânca am identificat o tendință netă de agradare în situația unui pat aluvial format din pietriș mărunt, imediat avale de baraj am înregistrat o degradare a albiei. Astfel, patul albiei este aproape lipsit de aluviuni mobile, secțiunea fiind formată aproape exclusiv din roca in situ (roci calcaroase de tip toltri).

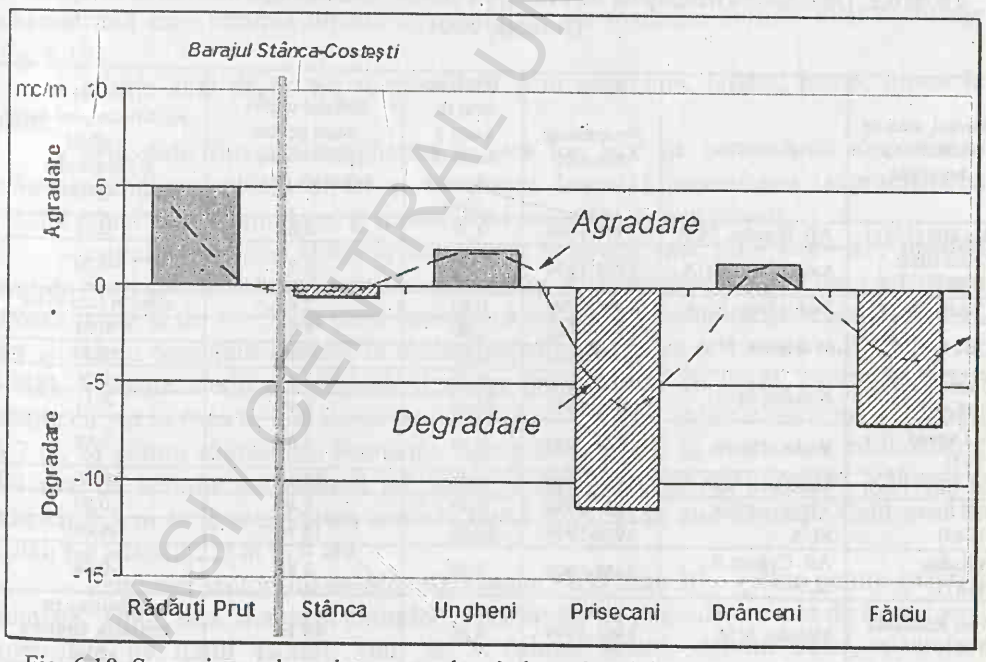


Fig. 6.18. Succesiunea degradare – agradare în lungul râului Prut în perioada 1975-2006.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Spălarea albiei avale de baraj a contribuit la impunerea unor unde agradare-degradare în lungul râului în condițiile unei secțiuni transversale formate din sedimente fine. Pe ansamblu, tendința este de degradare a albiei Prutului, un efect firesc al condițiilor scurgerii lichide și solide de după închiderea barajului.

În literatura de specialitate, cercetarea în domeniul degradării albiilor avale de baraje ocupă un segment important al preocupărilor, atât cele ale ingineriei albiilor, dar și a științelor geonomice. Cele mai importante provin din S.U.A, unde s-au realizat monitorizări de amploare asupra comportării albiilor de râu aval de baraje. Seria de articole publicate de Serviciul Geologic al SUA privind dinamica albiilor aval de baraje din bazinul fluviului Missouri ne-a atras atenția prin aceea că rezultatele pot fi considerate reprezentative pentru a explica transmiterea spre aval a influenței barajelor asupra albiilor de râu. O parte din aceste rezultate sunt redate în tabelul 6.2 și privesc impactul a 24 de baraje asupra albiilor din avale. Aceste lacuri au fost construite între 1950 și 1960 cu scopul inițial de a controla inundațiile și pentru irigații. Lacurile sunt mari, cu volume totale între 50 milioane m^3 și 3,9 miliarde m^3. Albiile au fost supuse măsurătorilor pe o lungă perioadă de timp (40 – 60 de ani) în una sau două secțiuni aval de baraj.

Tabel 6.2. Date asupra tendințelor de evoluție a albiilor minore după închiderea barajelor (Juracek, 2001)

Barajul, anul de închidere a barajului	Râul, țara	Perioada de măsurare	Distanța aval de baraj a stației de măsurare (km)	Debitul mediu anual pentru perioada de măsurare (mc/s)	Tendința de modificare post-baraj a albiei (-) degaradre (+) agradare
Big Hill (1981)	Afl. Neosho, SUA	1981-1999	0,30	0,85	-0,73
Cedar Bluff (1950)	Smoky Hill, SUA	1964-1999	34,40	0,57	-0,20
Cheney (1964)	North Fork, SUA	1964-1999	0,50	2,83	albie în roca în loc
Clinton (1977)	Wakarusa, SUA	1977-1980	5,90	8,49	-0,33
		1980-1999	9,60	8,49	+0,84
Council Grove (1964)	Neosho, SUA	1938-1999	2,70	2,83	-0,21
		1964-1999	59,50	8,49	-0,11
El Dorado 1981)	Wainut, SUA	1981-1998	8,20	5,67	-0,08
Elk City (1966)	Verdigris, SUA	1966-1999	0,20	14,16	-0,52
Fall River (1949)	Afl. Verdigris, SUA	1939-1989	0,50	8,49	-0,09
		1938-1999	46,50	14,16	-0,09
Hillsdale (1981)	Afl. Cygnes R., SUA	1958-1999	3,20	2,83	-0,08
John Redmond (1964)	Neosho, SUA	1961-1999	8,50	48,14	stabilitate pe verticala, lărgire a albiei
Kanopolis (1948)	Smoky, SUA	1940-1999	1,30	8,49	-1,77
		1930-1998	61,10	11,32	+0,32

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

Keith Sebelius (1964)	Prairie Dog Creek, SUA	1944-1999	77,90	0,85	+0,60
Kirwin (1964)	Noth Fork, SUA	1945-1999	65,60	2,83	+0,14
Lovewell (1957)	White Rock, SUA	1945-1999	0,50	1,13	albie în roca în loc
Marion (1968)	Cottonwood, SUA	1968-1999	0,40	2,26	-0,65
		1984-1999	7,30	5,67	+0,01
Melvern (1972)	Marais, SUA	1968-1999	21,70	16,99	+0,09
		1962-1999	53,90	19,82	+0,14
Milford (1967)	Republican, SUA	1963-1999	2,70	28,32	-2,76
Perry (1969)	Delaware, SUA	1969-1999	0	19,82	albie în roca în loc
Pomona (1963)	Afl. Cygnes R., SUA	1963-1999	0,32	5,67	-0,15
Toronto (1960)	Verdigris, SUA	1939-1997	5,63	14,16	-1,02
		1938-1999	70,00	22,66	-0,17
Tuttle Creek(1962)	Blue R, SUA	1954-1999	4,00	70,80	-1,13
Waconda (1967)	Solomon, SUA	1964-1999	5,80	8,49	albie în roca în loc
		1990-1999	92,00	16,99	albie în roca în loc
Webster (1956)	South Fork, SUA	1956-1999	0,64	1,13	-0,53
		1978-1999	45,50	1,42	-0,21
Wilson (1964)	Saline, SUA	1963-1999	0,80	2,55	-0,67

Pe baza acestui studiu, dar şi pe baza cercetărilor proprii pe râurile mici prevăzute cu baraje de reţinere a aluviunilor am realizat o reprezentare grafică schematizată care rezumă următoarele tendinţe ale evoluţiei albiilor aval de baraje (fig. 6.19):

- albiile aval de baraje se modifică prin adâncime, lăţime, pantă, formă în plan;
- procesele fluviale înregistrate a avea loc aval de baraje sunt *degradarea albiei* (adâncirea patului albiei şi eroziunea laterală), *agradarea* (supraînălţarea patului albiei prin acumulare) şi *schimbarea formei şi tipului albiei*;
- iniţial, răspunsul albiei la închiderea barajului este prin degradare imediat aval de baraj care determină apariţia unui *sector de degradare*. Durata unui asemenea proces poate fi de 4 – 5 ani după închiderea barajului (Williams şi Wolman, 1984), dar ajustarea completă a albiei la noile condiţii poate dura şi 100 de ani (Knighton, 1988). Valorile medii ale degradării albiei imediat aval de baraj, excepţie făcând albiile cu pat în roca în loc, au variat între 0,2 – 3 m, deşi valorile maxime pot depăşi 5-7 m. Şi pentru râurile din România, exemplele pe care le avem sunt edificatoare: Jiu aval de Işalniţa s-a adâncit 1,2 m în 11 ani, Olt aval de Râmnicu Vâlcea s-a adâncit 0,5 m în 7 ani, Tazlău aval de Belci, 2 m în 14 ani, Someşu Cald aval de Gilău s-a adâncit 2,5 m în 4 ani;
- lungimea sectorului de degradare poate varia între 10 – 70 km pentru cazurile studiate. Tipul, rata, durata şi extinderea sectorului de degradare avale de baraje sunt controlate de mulţi factori, cum ar fi debitul lichid, debitul solid, alcătuirea

depozitelor de albie, prezența rocii în loc, fenomenul de pavaj hidraulic, contribuția afluenților cu apă și sediment, vegetația și eventualele intervenții antropice.

- aval de sectorul de degradare apare un *sector de agradare*, unde albia tinde să se supraînalțe prin acumulare de aluviuni. Sursa acestor aluviuni este atât din aria de degradare, cât și din contribuția afluenților. De regulă, lungimea sectorului de agradare este mai redusă decât a celei de degradare. Exemplul râului Prut este sugestiv în acest sens.

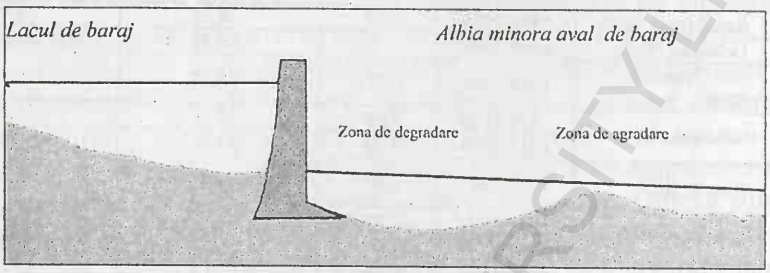


Fig. 6.19 Schemă ce rezumă principalele tendințe ale modificării albiei în aval de baraje.

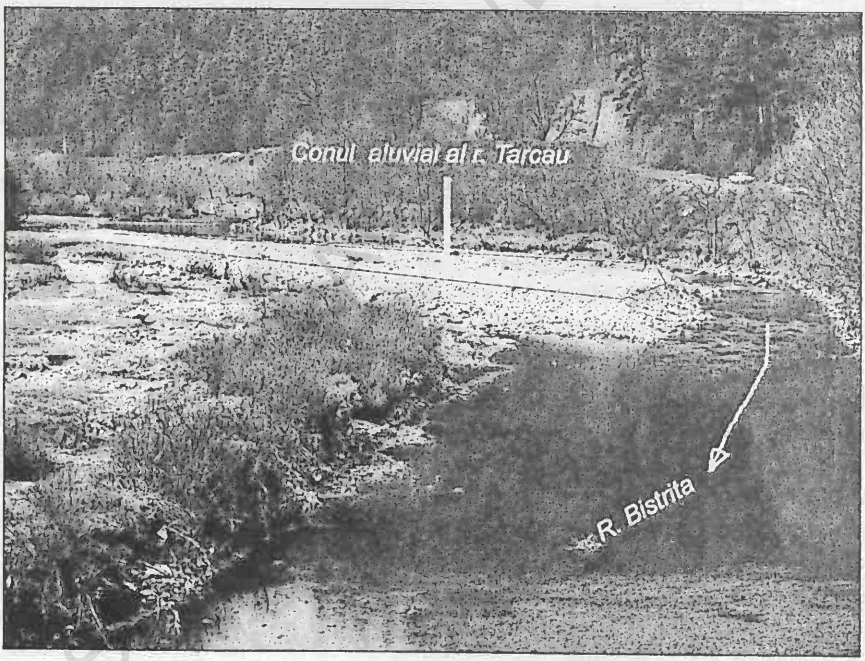


Fig. 6.20. Conul aluvial al râului Tarcău a pătruns lateral în albia subadaptată a râului Bistrița, reducând scurgerea la un canal de circa 3 - 4 m lățime (aprilie 2007, foto N. Rădoane).

- la unele râuri răspunsul albiei la închiderea barajului a fost prin agradare, deşi ponderea lor este redusă. În această categorie intră şi râul Bistriţa, aval de barajul Izvoru Muntelui, unde agradarea a înregistrat 0,33 m (M.Rădoane, 2004). Agradarea se datorează intrării de aluviuni prin intermediul râurilor afluente între barajul Izvoru Muntelui şi confluenţa cu lacul Pângăraţi (cca. 14 km lungime). De exemplu, în imaginea din fig. 6.20 este surprins modul cum conul aluvial al râului Tarcău a avansat în albia subadaptată a râului Bistriţa, până aproape de gâtuire.

6.3. Studiu de caz: Efectul intervenţiilor antropice asupra dinamicii albiei râului Bârlad

Alegerea râului Bârlad ca studiu de caz pentru problematica de geomorfologie aplicată la domeniul râurilor este motivată prin faptul că râul a fost supus la numeroase intervenţii antropice imediat după viiturile catastrofale din 1970. După această dată echipa noastră de cercetare a început o serie de investigaţii detaliate asupra răspunsului albiei râului, pe care le-am continuat ani la rând, chiar şi în prezent, astfel că s-a conturat unul dintre cele mai consistente pachete de măsurători, observaţii, metode de prelucrare, maniere de interpretare a rezultatelor. Mai mult, activitatea geomorfologică intensă pe râurile din România în anii excepţionali hidrologic (1991, 2005, 2006) a fost un alt motiv ce ne-a determinat să explorăm în continuare modul cum un râu adâncit în depozite aluviale coezive a răspuns de-a lungul timpului la diferite tipuri de factori de control, naturali sau antropici.

6.3.1. *Fondul de date şi metoda de lucru*

Râul Bârlad are 247 km lungime şi un bazin hidrografic cu o suprafaţă de 7395 km^2. Roca de bază pe care se suprapune bazinul este formată din orizonturile litoralo-neritice ale Sarmaţianului mediu şi superior, respectiv Basarabian şi Kersonian, care ocupă jumătatea nordică a bazinului şi se caracterizează prin dominarea nisipurilor, argilelor şi marnelor argiloase, orizonturi de calcare oolitice. În partea mijlocie a bazinului are loc o trecere de la Kersonian la Meoţian, fără o diferenţiere litologică distinctă. Predomină în continuare nisipurile, argilele şi cineritele andezitice. Partea sudică a bazinului este ocupată de depozitele în general nisipoase ale Ponţian-Dacianului şi Romanianului peste care se suprapun nisipuri, pietrişuri şi depozitele loessoide de vârstă cuaternară. De concluzionat pentru caracterizarea faciesului depozitelor de albie este că alcătuirea litologică a bazinului sursă de aluviuni nu impune mari diferenţieri, rocile dominante fiind nisipurile şi argilele.

Din punct de vedere hidrologic, râul Bârlad este prezentat ca având caracter torenţial (Ujvari, 1972), peste 70% din debitele anuale realizându-se în anotimpurile

BCU CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

de primăvară şi vară. Debitul mediu anual al râului este de 9,01 m^3 /s la staţia hidrometrică Tecuci, 3,37 m^3 /s la staţia Bârlad şi de 2,37 m^3 /s la staţia hidrometrică Vaslui. Odată la 3 – 5 ani râul îşi iese din matcă, inundând întreaga albie majoră, fenomen care a fost diminuat odată cu lucrările de îndiguire şi de canalizare din anii '70 - '80.

Fondul de date privind analiza depozitelor de albie a rezultat în întregime din observaţiile şi măsurătorile noastre. Cele 30 de secţiuni de albie din care s-au eşantionat depozitele şi s-au facut măsurători morfometrice au fost situate în lungul râului la o distanţă de 5 – 8 km una de alta. Fiecare secţiune a fost măsurată cu ajutorul aparaturii topometrice, iar informaţiile rezultate a fost prelucrată conform fig. 6.21.

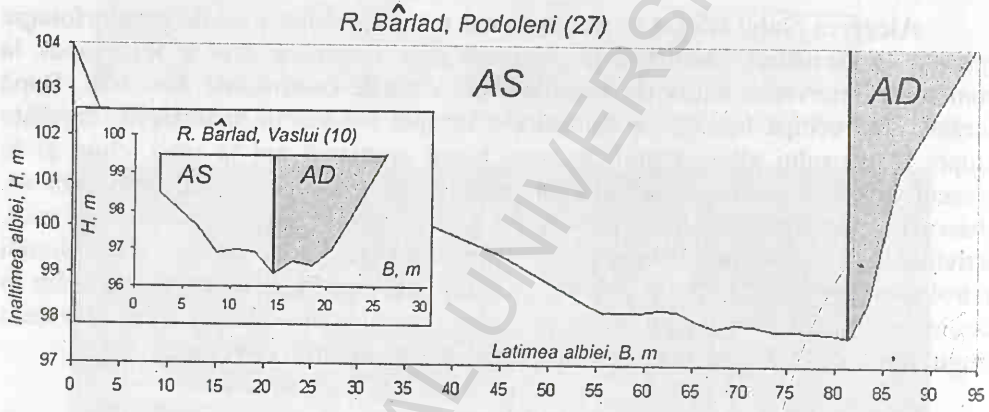


Fig. 6.21. Model pentru determinarea variabilelor morfometrice ale secţiunii transversale: o secţiune transversală aproape simetrică (*IA* = 0,04), la Vaslui, în cursul superior; o secţiune transversală puternic asimetrică (*IA* = -0,85) în cursul inferior al râului.

Variabilele morfometrice determinate sunt următoarele: distanţa de la obârşie în lungul râului Bârlad, *L*, km; suprafaţa bazinului hidrografic amonte de secţiunea de măsurare, *S*b, kmp; lăţimea albiei, *B*, m; adâncimea maximă, *H*max, m; adâncimea medie, *H*med, m; raza hidraulică, *R*h, m; suprafaţa secţiunii transversale, *SS*, mp; panta albiei, *I*, m/km; suprafata secţiunii mal drept, *AD*, mp; suprafaţa secţiunii mal stâng, *AS*, mp. Pentru măsurarea gradului de asimetrie (*IA*) a secţiunii transversale am folosit formula lui Knighton (1982) şi anume :

$$IA = (AD - AS)/SS$$

şi care este exemplificată în fig. 6.21.

Din fiecare secţiune transversală s-au recoltat probe medii, distinct, din patul albiei, din malul drept şi din malul stâng. Întrucât pe toată lungimea râului depozitele de albie au fost fine, cantitatea de material recoltat din fiecare segment al secţiunii

transversale a cântărit 1 kg. În laborator probele au fost supuse procedeelor standard de sfertuire, uscare, cântărire, sitare şi obţinere a curbelor granulometrice. În continuare au fost extrase diametrele caracteristice, d5, d10, d16, d25, d50,d60, d75, d84, d90, d95 pe baza cărora s-au calculat indicii statistici (Rădoane et al., 1995), diametrul mediu, *d*, asimetria (*Sk*) şi kurtozisul (*k*) distribuţiilor granulometrice, procentul de nisip (*N*), praf (*P*), argilă (*A*) şi parametrul *M*, după formula

$$M = \frac{SC \times B + SB \times 2H\max}{B \times 2H\max}$$

unde *SC* este procentul de silt - argilă din depozitele de fund ale secţiunii albiei; *SB* reprezintă procentul de silt - argilă din depozitele din malurile albiei; *H*max este adâncimea maximă a albiei (m) iar *B*, lăţimea albiei (m). Formula *M* a fost propusă de Schumm (1960) ca medie ponderată a procentului de silt - argilă pentru depozitele ce compun perimetrul albiilor minore şi reprezintă procentul de material aluvial din maluri mai mic de 0,074 mm. Multitudinea variabilelor morfometrice şi sedimentologice obţinute au fost prelucrate după metode statistice pentru a putea extrage cele mai pertinente corelaţii, interdependenţe şi tendinţe în lungul râului.

6.3.2. Forma secţiunii transversale şi tendinţele de modificare sub influenţa intervenţiilor antropice

Albia râului Bârlad este adâncită în depozite relativ fine şi reflectă tipul de debit solid transportat de râu, respectiv, aluviuni în suspensie. Cercetările hidraulice şi geomorfologice au arătat că secţiunea transversală a albiei minore are o formă stabilă care poate fi identificată cu ajutorul unui aşa-numit „coeficient de formă", calculat ca relaţie între suprafaţa secţiunii albiei şi suprafaţa unei forme geometrice (parabolă, dreptunghi, trapez) în care se înscrie secţiunea respectivă (cf. Lane, 1937). Pentru albia râului Bârlad, forma secţiunii transversale, aşa cum a rezultat din măsurătorile proprii, este în general trapezoidală, o caracteristică a albiilor adâncite în materiale argilo-prăfoase coezive. Pe numeroase sectoare, mai ales în partea mijlocie-inferioară a râului, secţiunea transversală este modificată antropic în timpul amenajărilor şi rectificărilor din anii 1975-1980. Coeficientul de formă a secţiunilor în lungul râului Bârlad, calculat ca relaţie între suprafaţa secţiunii albiei şi suprafaţa unui trapez înscris secţiunii, a înregistrat valori între 0,56 şi 0,98, de unde concluzia că forma geometrică menţionată este o trăsătură comună pentru albia râului Bârlad.

Am fost preocupaţi să urmărim dacă forma secţiunii transversale în condiţiile de mai sus este stabilă în timp şi care anume porţiune din perimetru este cea mai afectată. Pentru aceasta am folosit înregistrările la postul hidrometric Bârlad timp de zece ani, analizând 600 de poziţii ale secţiunii. Coeficientul de formă mediu pentru această secţiune a fost de 0,81, variind între 0,76 şi 0,98. Deformarea secţiunii s-a

datorat unui accentuat proces de agradare, care a determinat supraînălțarea patului.

Datorită coezivității malurilor, secțiunea transvesală nu a avut de suferit prea mult în ce privește lățimea ei, modificările cele mai spectaculoase au avut loc la nivelul patului albiei. Astfel, în 1969 adâncimea maximă a albiei în secțiunea postului hidrometric era de 1,8 m, în 1971 s-a redus la 1,5 m, în 1975 la 0,8 m iar în 1979 a ajuns la 0,5 m, punând în pericol stabilitatea secțiunii pentru măsurătorile hidrometrice curente. La originea procesului a stat o schimbare bruscă în rata debitului solid (datorită modificărilor în tipurile de utilizare a terenurilor din bazin) în relație cu debitul lichid. Debitul de aluviuni în suspensie mediu a înregistrat anual o creștere de la 9,6 kg/s în 1969 la peste 120 kg/s în 1972-1975, timp în care rata scurgerii lichide a scăzut în permanență datorită folosirii apelor în irigații. Perioada de precipitații abundente din 1969-1970 a declanșat eliberarea unei mari cantități de aluviuni din bazinul versant. În această situație, o mare parte din aluviunile care au intrat în secțiune a fost stocată, întrucât scurgerea lichidă nu a avut competență pentru a o prelua integral. După 1980 monitorizarea albiei râului Bârlad în această secțiune a încetat din cauza tăierii unei noi albii, rectificate.

Începând cu anul 1974 monitorizarea albiei s-a făcut la postul hidrometric Vaslui II, pe noua albie creată. Lucrările de rectificare a albiei au avansat din amonte spre avale, canalul Bârlad (Rediu-Paiu) fiind finalizat in 1978. In această noua albie creată, înregistrările privind oscilația patului albiei arată o variație destul de accentuată pe un trend negativ (mai ales după 1991). Din păcate, pentru perioada 1974 – 1984 nu avem date privind modificarea patului albiei, dar observațiile și măsurătorile noastre asupra unui sector de canal la 4 ani de la săparea acestuia (a se vedea 6.24) au arătat un pat de albie aproape lipsit de strat mobil de aluviuni. După 1985, patul de albie are deja un strat mobil de aluviuni datorită unui ușor proces de agradare.

Analizând poziția înălțimii patului albiei ca serie de timp am putut separa două faze distincte (fig. 6.22B): până în 1991 s-a evidențiat o cvasistabilitate sau mai degrabă o agradare a albiei in jurul a 20 –30 cm; după 1991, patul albiei s-a adâncit continuu cu peste 1 m. *Care fenomen anume a declanșat aceasta comportare a albiei*? Răspunsul trebuie sa îl căutăm în suma de factori care au concurat la realizarea acestui prag. Factorii cei mai importanți și cu mare senzitivitate la înregistrarea efectelor din bazin sunt debitul lichid și debitul solid în suspensie ce au tranzitat secțiunea de albie în perioada monitorizata (fig. 6.22A). Astfel, observăm că în perioada studiată, debitul lichid a avut o variație constantă în jurul a 2 – 3 mc/s, pe un trend ușor negativ. În schimb, în ce privește cantitatea de aluviuni ce a traversat secțiunea Vaslui II variabilitatea a fost mult mai accentuată. A crescut până în 1991 la valori medii anuale de 33 kg/s, după care aluviunile în suspensie s-au micșorat la 0,5 kg/s media anuală în 2003. Putem conchide astfel, ca mărimea debitului de aluviuni ce a tranzitat secțiunea Vaslui II a avut răspuns direct în comportarea patului

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

albiei: reducerea drastică în transportul de aluviuni după 1991 s-a repercutat direct în instalarea tendinței de adâncire a albiei.

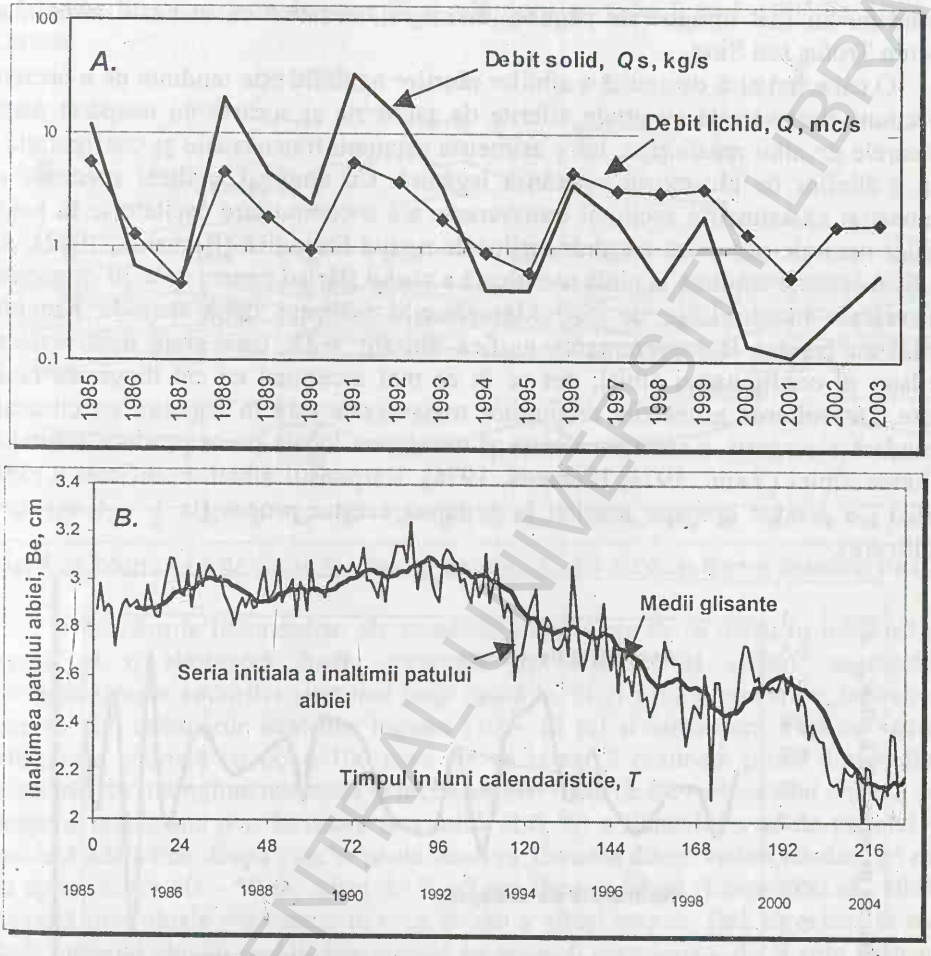


Fig. 6.22. A. Variația debitului lichid și solid la p.h. Vaslui între 1985-2004. B. Înălțimea patului albiei râului Barlad la p.h. Vaslui între 1985-2004.

Diminuarea transportului de aluviuni a fost în relație directă cu intervenția antropică în bazinul versant și mai ales în lungul râului Bârlad. Anul 1991 a avut o activitate hidrologică excepțională, dar a fost și perioada când lucrările de rectificare și îndiguire erau terminate și încep să devină eficiente în controlul tranzitului de aluviuni spre albie. Din păcate, înregistrările hidrologice ale anului 2005, an cu totul excepțional pentru România, nu au fost prelucrate la această dată ca să putem evalua

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

concret modul cum intervenţiile antropice au influenţat traversarea unora dintre cele mai mari debite lichide înregistrate în ultimii 100 de ani. Cert este că în lungul râului Bârlad nu au fost înregistrate pagube, distrugeri, dezastre ca în cazul altor râuri, precum Trotuş sau Siret.

O caracteristică obişnuită a albiilor râurilor naturale este tendinţa de a prezenta o secţiune transversală cu grade diferite de asimetrie şi aceasta nu neapărat pentru sectoarele de albii meandrate. Între asimetria secţiunii transversale şi configuraţia în plan a albiilor de râu există o strânsă legătură. Cu ajutorul analizei spectrale s-a demonstrat că asimetria secţiunii transversale are o comportare oscilatorie în lungul albiilor naturale nesupuse constrângerilor de natură litologică (Richards, 1982). Am verificat aceasta tendinţă la albia rectificată a râului Bârlad pentru cele 30 de secţiuni transversale monitorizate de noi. Măsurătorile realizate după metoda Knighton (1982) au condus la reprezentarea grafică din fig. 6.23, care arată acest caracter oscilator al configuraţiei albiei, din ce în ce mai accentuat cu cât lungimea râului creşte. Dezvoltarea asimetriei secţiunilor transversale este în legătură cu circulaţia secundară a curgerii, a cărei accelerare şi decelerare locală poate produce schimbări în forma albiei (Yalin, 1971; Richards, 1976). Răspunsul albiei modificate a râului Barlad s-a produs aproape imediat la acţiunea acestui proces (la 1 – 4 ani de la rectificare).

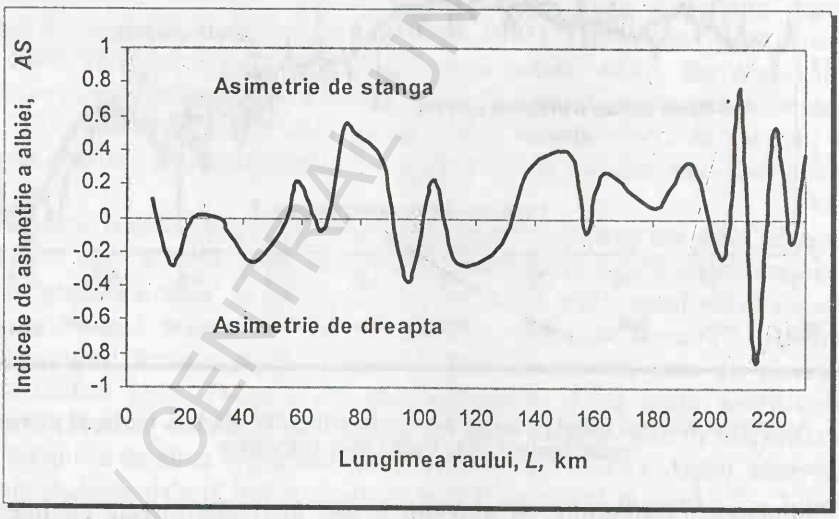


Fig. 6.23. Variaţia indicelui de asimetrie a secţiunii transversale în lungul râului Bârlad

Tendinţele constatate în asimetria secţiunii transversale sunt în relaţie directă cu morfologia patului albiei. Observaţia am verificat-o asupra canalului săpat în albia majoră (alcătuită din nisipuri fine şi prafuri) a Bârladului pe o lungime de 12 km şi

BCU "Ş. I. / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care a devenit noua albie a râului dupa 1974 (fig. 6.24), inițial cu o lățime de 6 m şi o adâncime medie de 1.5 m. Albia nou creată a ocolit un sector puternic meandrat (coeficient de sinuozitate de peste 3) şi mlăştinos al râului între localitățile Rediu şi Crasna.

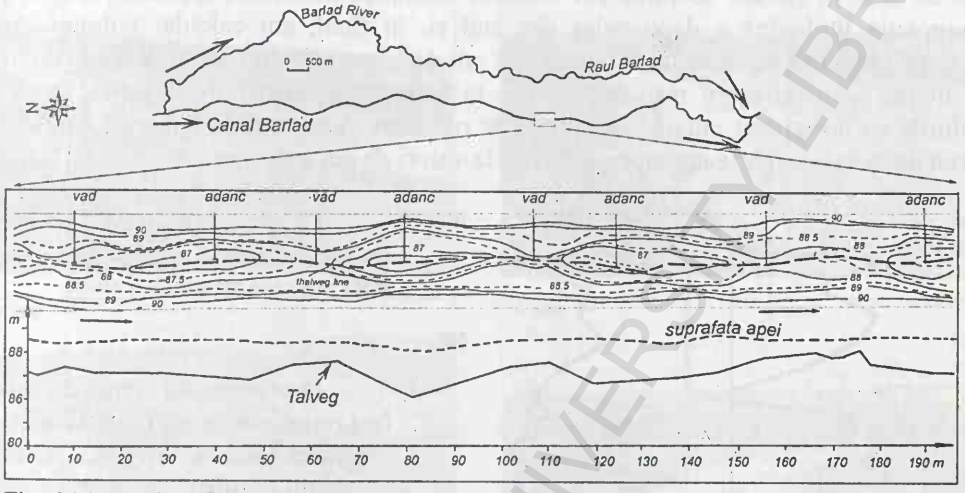


Fig. 6.24. Morfologia de vaduri şi adâncuri instalate după 4 ani de la tăierea canalului Barlad.

Măsurătorile batimetrice ale canalului după 4 ani de la darea în folosință au identificat o alternanță foarte riguroasă de adâncuri şi vaduri: segmentele corespunzătoare vadurilor sunt mai largi (până la 14 -16 m) şi simetrice, iar cele în care se află adâncurile sunt mai înguste (10 – 11 m) şi asimetrice. Față de vaduri, adâncurile coboară cu 60 – 100 cm ; ele se remarcă printr-un profil longitudinal asimetric, cu o lungime mai mică şi înclinare mai mare (2,2%) a flancului amonte şi o lungime mai mare şi o înclinare mai mică (1.6 %) a flancului aval de punctul de maximă adâncime. Dupa cum se poate observa, distanta dintre vaduri şi adancuri este de aproximativ 40 – 50 m, adica de 5 – 7 ori lățimea albiei (Leopold et al., 1964). Această morfologie s-a format în roca în situ a albiei majore, fără să existe, la acea dată, material aluvial mobil. Fenomenul nu poate fi caracterizat decât prin termenul de « meandrare verticală » aşa cum a fost definit de Keller şi Melhorn (1978) şi care, în concepția autorilor citați, precede meandrarea orizontală a albiei. Pe această bază putem deduce că *albia canalizată a Bârladului are toate şansele să se transforme în albie meandrată, apropiată de condițiile de evoluție a albiei naturale a râului.*

Încurajați de aceste prime observații asupra comportării unei albii la foarte puțin timp de la amenajarea ei, am extins măsurătorile asupra unei porțiuni de canal şi mai lungă, de aproape 10 km. De această dată am fost interesați să aflăm dacă chiar din prima etapă de evoluție a canalului au existat tendințe evidente privind instalarea

fenomenului de meandrare orizontală. Pentru aceasta am monitorizat malurile canalului, folosind metoda secțiunilor transversale, distanțate la aproximativ 100 m una de alta. În fiecare secțiune am măsurat înălțimea malurilor, lățimea retragerii, compoziția litologică a depozitelor din mal și, în final, am calculat volumul de material erodat. Am constatat astfel ca la 4 ani de la punerea în funcțiune a canalului nu numai patul albiei a răspuns imediat la acțiunea scurgerii în secțiune, dar și malurile au înregistrat intense fenomene de retragere. Volumul de material erodat a variat de la valori foarte aproape de 0 până la valori de peste 4 m^3m^{-1}.

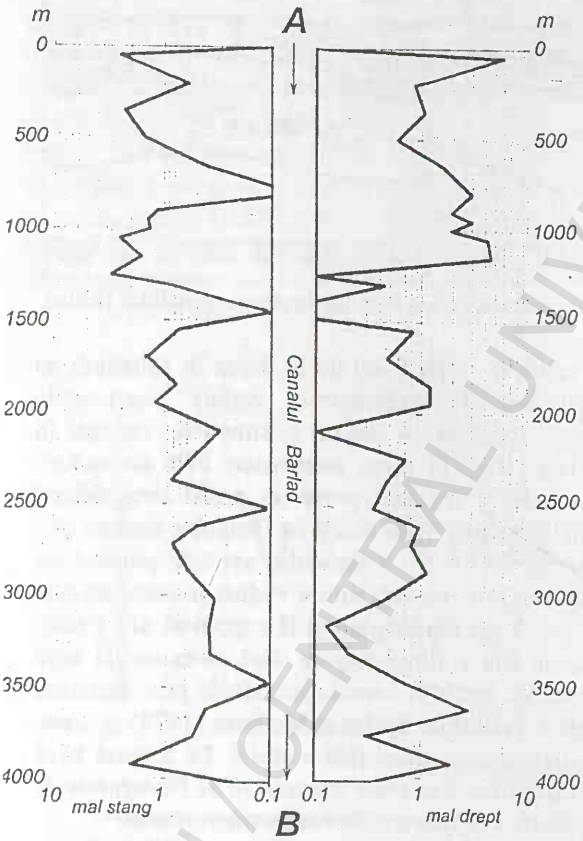


Fig. 6.25. Variația depozitelor erodate în lungul canalului Bârlad arată inițierea meandrării albiei.

Datele astfel obtinute au fost reprezentate grafic funcție de lungimea canalului (fig. 6.25), iar rezultatul confirmă ipoteza că *nu numai patul albiei a manifestat o puternică « meandrare verticală », ci a început să fie evidentă și o meandrare orizontală.* Procesul de eroziune laterală cuantificat prin volumul depozitelor erodate arată o alternanță în lungul canalului, ceea ce sugerează inițierea meandrării.

Investigarea morfologiei canalului în anul 2005 a arătat o încetinire a proceselor fluviale de modelare a secțiunii transversale și o tendință de stabilizare a malurilor (fig. 6.26). Imaginile luate în 1978 arată o albie în plină transformare, lungimea stadiei indică diferența între adâncimea vadului și adâncimea adâncului. De asemenea, malurile canalului arată intense procese de eroziune laterală. După 30 ani, imaginile luate aproximativ în același sector al canalului, arată că în patul albiei au apărut aluviuni mobile care tind să formeze ostroave mediale, că malurile sunt relativ

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fixate, dar albia în ansamblu manifestă un traseu sinuos bine conturat.

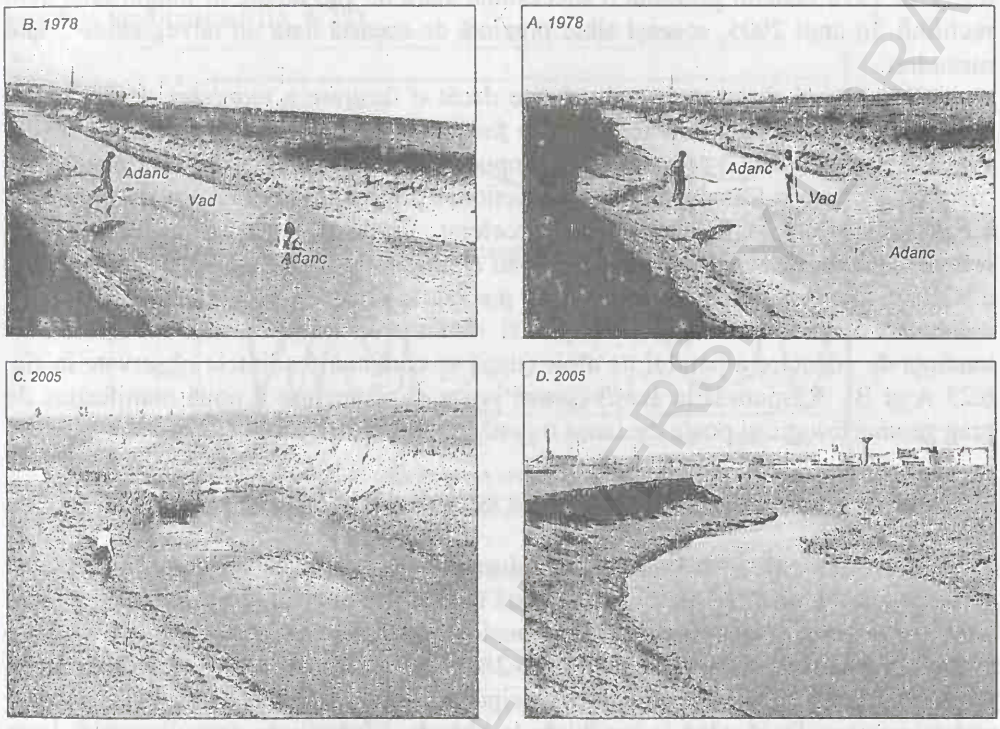


Fig. 6.26. Canalul Bârlad în 1978. Secvență de vad-adânc la 4 ani după tăierea canalului (A, B). Calaul Bârlad în 2005. Canalul s-a transformat într-o albie dreaptă (C,D).

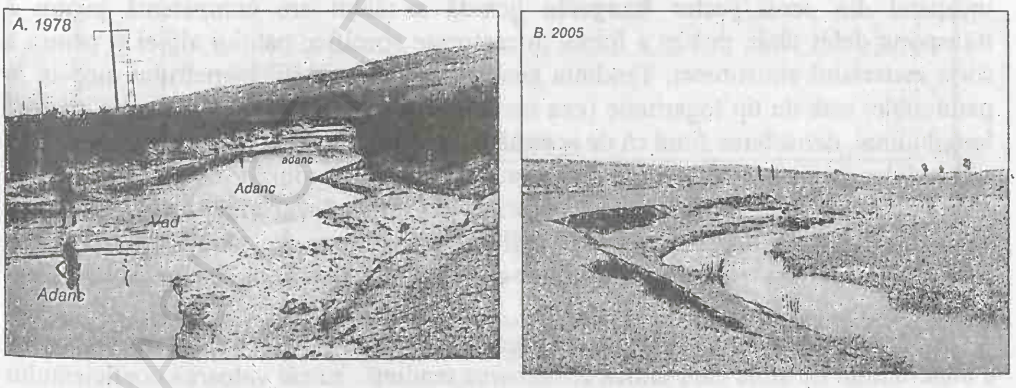


Fig. 6.27. Albia dreaptă cu secvența vad-adânc (A) a devenit albie sinuoasă după circa 30 ani (B).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Într-o altă serie de imagini transformarea albiei este şi mai spectaculoasă (fig. 6.27). În 1978 canalul prezenta o succesiune clară de vad-adânc în lungul unei albii rectilinii. În anul 2005, aceeaşi albie prezintă de această data un talveg sinuos, spre meandrat.

Fenomenul discutat de noi nu este decât o ilustrare a *manierei de răspuns a sistemului geomorfologic la schimbarea factorilor de control* şi care a fost ilustrat sugestiv de Graf (1977) prin definirea timpului de reacţie, a timpului de relaxare şi a timpului staţionar. Canalul Bârlad a reacţionat puternic în primii ani de la săpare, ajustându-şi morfologia într-un ritm accelerat. Odată cu parcurgerea timpului de relaxare, procesele şi formele de albie s-au ajustat astfel încât s-a ajuns la o anumită « staţionaritate » a tipului de albie. Este posibil ca acest tip de albie să fie supus în continuare altor constrângeri, cum ar fi diminuarea transportului de aluviuni şi tendinţa de adâncire a patului de albie (dacă se continuă tendinţele observate în fig. 6.23 A şi B). Răspunsul la aceşti factori poate să reprezinte o nouă manifestare de prag geomorfologic şi poate declanşa o nouă ajustare a noii albii.

6.3.3. Rolul depozitelor de albie în controlul morfologiei albiei

Albia minoră a râului Bârlad a înregistrat caracteristici diferite sub aspect granulometric între patul albiei şi cele două maluri. Parametrul granulometric pe care l-am analizat mai întâi a fost diametrul median, *D*50, care reflectă o valoare medie a probei în punctul de prelevare (fig. 6.28). Sub acest aspect se constată că în perimetrul albiei râului Bârlad domină nisipurile, dimensiunea acestora înregistrând o uşoară creştere. Dacă până la km 70 de la obârşie diferenţierea granulometrică între patul şi malurile albiei aproape că nu se realizează, aval de acest punct în patul albiei se selectează diametrele cele mai mari din aluviunile transportate. Putem aprecia că începând din acest sector scurgerea lichidă a râului are competentă pentru a transporta debit târât, pentru a forma microforme specifice patului albiei şi pentru a sorta materialul constituent. Tendinţa generalizată a variaţiei diametrului median în patul albiei este de tip logaritmic (cea mai bună ajustare), la fel ca şi pentru profilul longitudinal, deosebirea fiind că de această dată se realizează o creştere a dimensiunii particulelor în lungul râului şi nu o diminuare ca în cazul albiilor cu pietriş. Şi panta albiei diminuiază în lungul râului conform unei relaţii logaritmice. Acest fenomen este în relaţie cu eficienţa sortării materialului nisipos în timpul transportului, particulele mai fine sunt îndepărtate, iar cele mai grosiere sunt abandonate în patul albiei.

Mediul hidrodinamic este clar evidenţiat şi de coeficientul de sortare Trask (*So*) a materialului de albie care indică următoarea tendinţă: cu cât valoarea coeficientului este mai apropiată de 1,0, cu atât dimensiunea particulelor este mai uniformă şi cu

atât mediul hidrodinamic este mai activ. Malurile albiei râului Bârlad reflectă tipul depozitelor din albia majoră, fiind în general fine, fără o tendință evidentă de sortare în profil longitudinal(fig. 6.28).

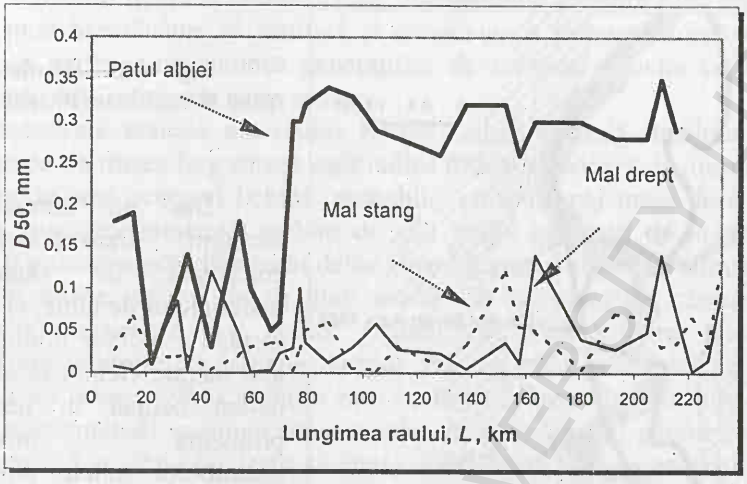


Fig. 6.28. Variația diametrului median al depozitelor din albia r. Bârlad.

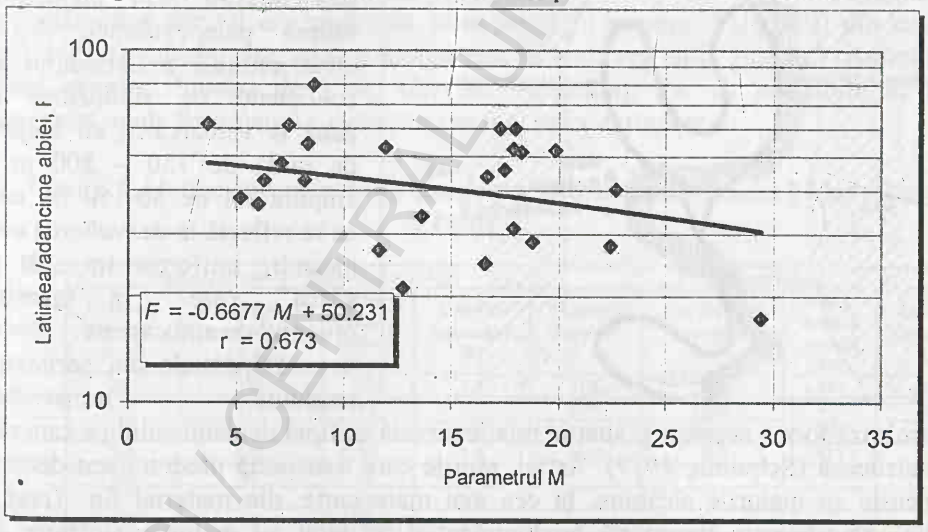


Fig. 6.29. Relația între raportul lățime/adâncime a albiei (F) şi media ponderată a procentului de praf-argilă din malurile albiei (M).

Forma secțiunii transversale a râului Bârlad variază funcție de M conform relației ilustrată în fig. 6.29. Albiile ale căror maluri sunt alcătuite predominant din

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

materiale fine vor tinde spre o formă a secțiunii transversale îngustă și adâncă. Dimpotrivă, un depozit predominant grosier în maluri reflectă o albie cu secțiune largă și puțin adâncă.

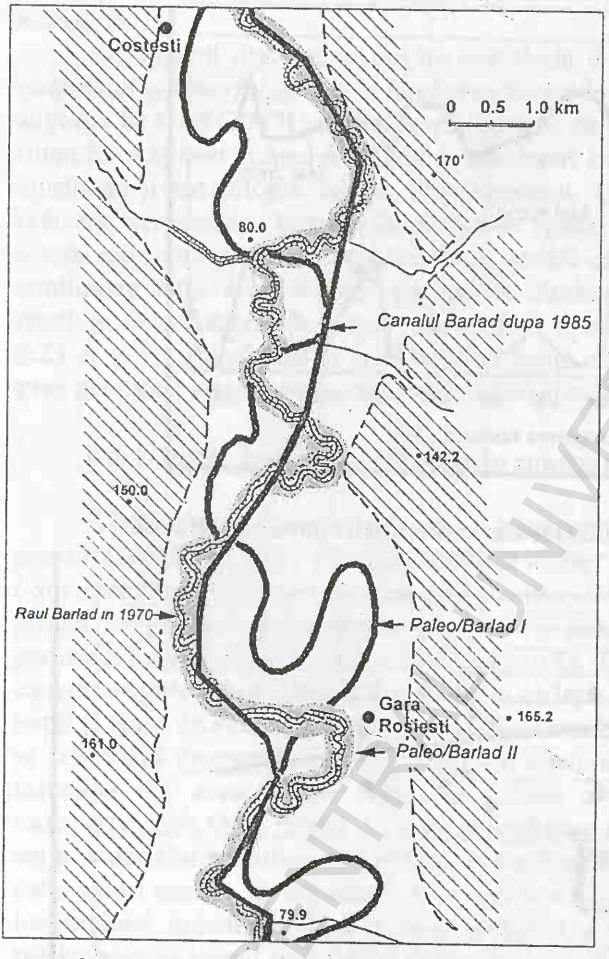


Fig. 6.30. Evoluția albiei râului Bârlad ca un râu subadaptat.

Dar nu numai forma secțiunii transversale este controlată de dimensiunea materialului de albie, ci și forma în plan a albiilor minore. Într-o altă lucrare (Ichim et al., 1979) ne-am ocupat în detaliu de problema morfologiei meandrelor, unele dintre cele mai complexe pentru un râu din țara noastră prin implicațiile asupra paleoevoluției. Astfel, albia naturală a Bârladului are coeficienți de sinuozitate de până la valoarea 3, cu lungimi de unda de 150 – 200 m și amplitudini de 80-150 m, ceea ce se reflectă în dezvoltarea unor meandre uniforme tip „gât de gâscă", care a favorizat procesul de autocaptare.

Depozitele din perimetrul secțiunii transversale controlează forma acesteia și sunt în relație directă cu tipul de debit solid pe care râul îl tranzitează (Schumm, 1977). Astfel, râurile care transportă predominant debit în suspensie au malurile alcătuite, în cea mai mare parte, din material fin (praf și argilă); râurile care transportă predominant debit târât au malurile alcătuite din depozite nisipoase. Schumm (1960) a propus o relație din care să rezulte modificarea secțiunii transversale, F (ca raport între lățime și adâncime) funcție de conținutul de praf-argilă (M) din perimetrul secțiunii respective.

Aceste meandre se suprapun pe bucle de meandre mult mai largi (cu lungimi de

BCU "I. C. BRĂTIANU" CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

unda de peste 2000 m şi amplitudini de peste 1000 m), ceea ce ne-a indreptăţit să vorbim despre mai multe generaţii de paleomeandre (fig. 6.30). Lungimea de undă, amplitudinea şi raza curburii meandrelor la nivelul anului 1970 au fost în relaţie directă cu debitul lichid al râului Bârlad, dimensiunile acestora fiind redate în tabelul 6.3. În mod asemănător se justifică şi dimensiunea paleomeandrelor, iar expresia grafică ce arată amplitudinea generaţiilor de meandre funcţie de lăţimea albiei majore este edificatoare în acest sens.

Meandrele actuale ale râului Bârlad (albia naturală dinainte de 1985) se suprapun pe un traseu larg sinuos care indică o fază anterioară de meandrare a râului, în condiţiile unei scurgeri lichide, probabil, cu mult mai mare decât cele actuale. Aceasta ne-a determinat să vorbim de mai multe generaţii de meandre, meandre actuale şi paleomeandre, fenomen deloc singular pentru regiunea climatică în care ne aflăm. În multe regiuni de pe glob există văi pe suprafaţa cărora se păstrează "încrustate" urmele a mai multor generaţii de albii minore. Dimensiunea lor contrastează puternic cu debitele râurilor actuale, mult prea mici pentru a explica formarea lor (Dury, 1964). Râurile care au fost supuse reducerii dimensiunii atât la nivelul morfometriei secţiunii transversale cât şi la nivelul geometriei meandrelor sunt *râuri subadaptate* (underfit streams). Râul Bârlad, prin generaţiile de meandre identificate şi măsurate de noi pe suprafaţa albiei majore, reprezintă un exemplu sugestiv de râu subadaptat, dar care şi-a păstrat traseul şi caracteristicile râului din perioada când debitul era mult mai mare decât în prezent. Paleoalbii din care au derivat râuri subadaptate, au fost înregistrate în toate regiunile globului (America de Nord, Anglia, Europa de Vest, Ucraina, Australia), dar cu deosebire în zona temperată, unde fenomenul a cunoscut cea mai mare extindere.

Tabel 6.3. Morfometria meandrelor actuale şi a paleomeandrelor râului Bârlad (câteva exemple)

Nr. meandru	Meandre actuale (la nivelul anului 1970)				Paleomeandre			
	Lungimea de undă (λ, m)	Amplitudinea meandrelor (a, m)	Raza medie a curburii (Rm)	Indice de sinuozitate (k)	Lungimea de undă (λ, m)	Amplitudinea meandrelor (a, m)	Raza medie a curburii (Rm)	Indice de sinuozitate (k)
1	280	145	47	1,4	3150	825	480	1,2
2	165	175	45	2,5	2850	1200	675	1,4
3	100	70	30	1,5	1950	1100	250	1,6
4	200	135	37	1,8	2610	985	512	1.3
5	165	80	60	1,4				
6	215	-	47	1,2				
7	150	90	21	1,8				

În prezent, toate generaţiile de meandre sunt colmatate, forma lor pastrându-se ici şi colo pe suprafaţa albiei majore. Albia actuală a râului Bârlad este un canal cu maluri pereate, mărginit de diguri pe toată lungimea râului (fig. 6.31) şi care a

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

răspuns favorabil viiturilor din vara anului 2005. Evoluția acestui canal a început prin dezvoltarea așa-numitei „meandrări verticale" (formarea succesiunii de riffle-pool în patul albiei) și apoi inițierea dezvoltării meandrării orizontale. Fenomenul este bine evidențiat în zona canalului Paiu, cea mai veche porțiune a rectificării albiei râului Bârlad în partea sa mijlocie. Imaginea din fig. 6.31 este încă una care edifică și mai mult cele prezentate.

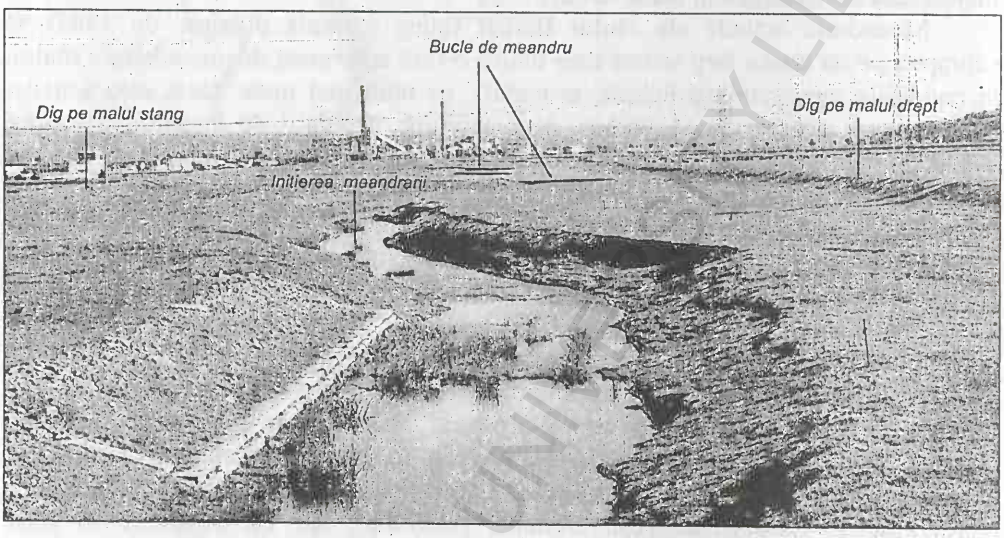


Fig. 6.31. Dezvoltarea meandrelor în lungul canalului Bârlad (Paiu-Rediu)

În concluzie, albia puternic rectificată și îndiguită a râului Bârlad de după perioada 1974 – 1985 are toate indiciile că tinde spre forma inițială, meandrată a traseului ei. Chiar dacă albiile artificiale sau rectificate au mai puține grade de libertate (Richards, 1982), „memoria geomorfologică" a lor acționează cu o forță puternică, mai ales dacă secțiunea transversală a noii albii nu este protejată prin taluzuri de beton sau alte materiale rezistente. Trofimov și Phillips(1992), cei care definesc memoria geomorfologica a sistemului, au arătat o situație contrară, că geosistemele, odată ce depășesc pragurile, în general "uită" stările anterioare și din aceasta cauză este aproape imposibil să predictezi comportarea lor ulterioară. Or, în cazul de fată, sistemul fluvial considerat "rememorează" o mare parte din starea anterioară. Credem ca situația se justifică și prin faptul că pragul creat de intervențiile antropice a permis o perioadă relativă de relaxare a sistemului.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.4. Studiu de caz : Granulometria depozitelor de albie ale râului Prut

6.4.1. Zona de studiu

Pentru prezetarea metodelor de eşantionare a materialului de albie şi de interpretare a rezultatelor am ales râul Prut, deşi toate marile râuri din bazinul Siret au fost investigate în această manieră (Ichim et al., 1998; Rădoane et al., 2005).

Prutul constituie cel de al doilea râu important din partea de est a României. Este un râu alohton a cărui obârşie se află în Carpaţii Păduroşi pe teritoriul Ucrainei, de pe pe versantul nord-estic al Cernahorei şi versanţilor nordici ai Munţilor Maramureşului. Până la localitatea Orofteana de Sus are o lungime de 235,7 km, pantă medie de 6,4 m/km şi un bazin hidrografic de 8241 km^2. Între Orofteana şi confluenţa cu Dunărea, pe această lungime de 946 km, Prutul se constituie râu de frontieră între România, pe de o parte, Ucraina şi R. Moldova, pe de altă parte. În acest sector, pantele râului scad la 0,23 m/km şi este caracteristică puternica meandrare, unde coeficientul acesteia atinge 1,7. Suprafaţa totală a bazinului râului Prut este de 28463 km^2, din care pe teritoriul României măsoară 10 999 km^2.

Bazinul hidrografic al Prutului se suprapune unei zone cu o îndelungată evoluţie geologică. Sursa materialului de albie se află în alcătuirea geologică a întregului bazin care este dominată de rocile friabile ale Platformei Moldoveneşti în proporţie de 86,22 %. Materialul grosier din albia râului Prut, identificat de măsurătorile noastre până la confluenţa lacului Stânca-Costeşti, are sursa în domeniul cristalin (care acoperă cca 300 km^2 în extremitatea nord-vestică a bazinului, ceea ce reprezintă 1,05% din întreaga suprafaţă a acestuia) şi în domeniul flişului (care acoperă aproximativ 3620 km^2, adică 12,72% din suprafaţa bazinului).

În 1978, în dreptul localităţilor Stânca-Costeşti, amonte de confluenţa Başeului cu Prutul, a fost dat în exploatare barajul cu acelaşi nume, înalt de 43 m şi o lungime a coronamentului de 300 m. Barajul de greutate, cu nucleu intern de argilă a permis acumularea unui volum de 1290 milioane m^3 apă a cărei suprafaţă este de 7700 ha. Folosinţa lacului este multiplă, pentru atenuarea viiturilor, alimentarea cu apă, irigaţii, producerea de energie electrică, pescuit. Cercetări asupra surselor de aluviuni din bazinul românesc al lacului au fost realizate de N. Rădoane (1996) şi care au fost utilizate şi în acest studiu. Marea majoritate a resurselor de apă ale Prutului se formează în regiunile carpatică şi subcarpatică de pe teritoriul Ucrainei. Debitele medii multianuale sunt determinate, pe perioade diferite, la 6 posturi hidrometrice, din care unul este pe teritoriul Ucrainei (tabel 6.4).

BCU IAŞI - GEOGRAPHY LIBRARY

Tabel. 6.4. Date asupra morfometriei bazinului hidrografic şi a scurgerii lichide ale râului Prut

Râul	Secţiunea	Suprafaţa bazinului, km^2	Distanţa de la izvor (km)*	Q, m^3/s
Prut	Cernăuţi	6 890	193.30	73.62
Prut	Rădăuţi - Prut	9 215	290.43	78.03
Prut	Stânca	13 099	389.06	81.57
Prut	Ungheni	21 515	572.74	86.81
Prut	Drânceni	22 883	665.68	101.76
Prut	Fălciu	25 214	792.14	103.43
Prut	Oancea	26 997	865.43	85.30

*Distanţele în lungul râului Prut au fost măsurate pe imagini Landsat7 ETM+ (sursa: NASA WMS Global Mosaic) şi modele digitale ale terenului SRTM3 (sursa: NASA J.P.L.), corespunzatoare bazinului Prut

6.4.2. Metodele de lucru

Fondul de date privind analiza depozitelor de albie a rezultat din colectarea de probe de aluviuni în 16 de secţiuni de albie, situate în lungul râului la o distanţă de aproximativ 20-25 km una de alta, aşa cum se indică în fig. 6.36 de mai jos. Punctele de prelevare a materialului de albie au fost plasate pe renii şi cât mai aproape de nivelul apei râului. Ca exemplificare prezentăm imaginea din fig. 6.32 în care este vizibilă o renie bine dezvoltată de râul Prut pe malul convex. Secţiunea este plasată în dreptul localităţii Orofteana de Sus, la intrarea Prutului pe teritoriul românesc. Malul convex al râului este format în terasa de 3-4 m, complet inundată la ape mari. Renia respectivă este formată predominant din pietrişuri şi are o lungime de 160 m. Malul stâng este concav, cu eroziune laterală puternică care a îndepărtat epiurile de protecţie.

Fig. 6.32. Râul Prut la Orofteana (intrarea pe teritoriul românesc) în iulie 2006.Eşantionarea materialului de albie a avut loc de pe o renie şi cât mai aproape de nivelul apei râului.

BCU

Ca metodă de eşantionare s-a folosit metoda volumetrică, greutatea totală a probei prelevate fiind în funcţie de greutatea celui mai mare galet găsit în secţiunea analizată, respectiv, cel mai mare galet reprezentând 5 % din greutatea totală a probei (Church et al.,1987). Exemplificarea acestei metode este dată în fig. 6.33, din care rezultă modul cum a fost separat pavajul (stratul grosier de pe suprafaţa reniei) de subpavaj (stratul mai fin ce formează cea mai mare parte a materialului de albie).

Suprafaţa de recoltare a probelor a fost de 1 m^2. Întrucât în situaţia de faţă particulele din stratul de pavaj nu a depăşit 40 mm în diametru, greutatea probei de pavaj a fost de circa 5 kg, iar a celei de subpavaj a fost de circa 3 kg. Până la Lacul Stânca Costeşti am recoltat probe în această manieră, deoarece în materialul de albie am întalnit pietrişuri. Avale de lac, materialul de albie a fost exclusiv nisipos (fig. 6.34) şi cantitatea de material recoltată a fost mai mică, în jur de 1 kg. Campania de eşantionare a avut loc la sfârşitul lunii iulie când debitele râului erau în scădere, astfel că am putut avea acces la formaţiunile de albie de tipul reniilor şi ostroavelor laterale.

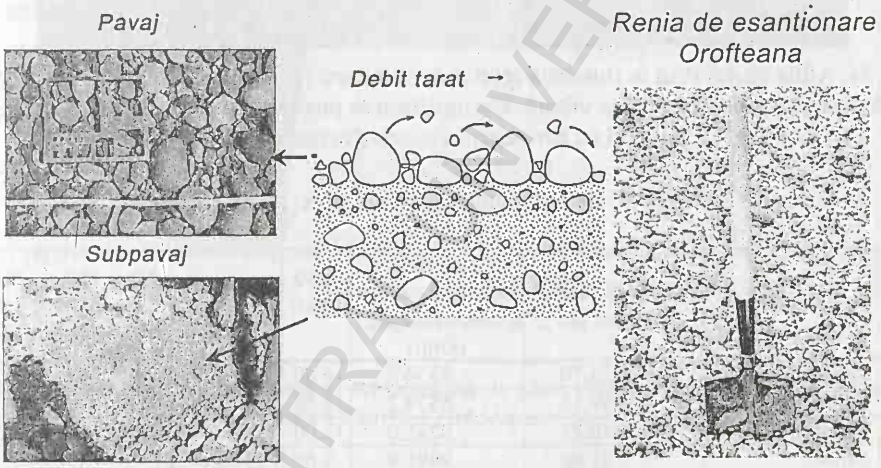


Fig.6. 33. Exemplificarea metodei de eşantionare a materialului de albie.

In laborator probele au fost sfertuite, uscate la temperatura de 105^{0}C, trecute prin site selectate conform scării Wentworth (Rădoane et al., 1995), apoi cântărite. În final, s-au obţinut histogramele şi curbele granulometrice cumulate ale distribuţiilor granulometrice. Măsurătorile de teren şi analizele de laborator au produs o mare cantitate de date (tabel 6.5), a căror prelucrare a constat în obţinerea unor elemente de statistică descriptivă (medie, deviaţie standard, determinarea legilor distribuţiei empirice şi eliminarea erorilor grosolane) şi de relaţii empirice între variabile. Rezultatele obţinute sunt analizate conform următoarei structuri: a) spectrul

granulometric al râului Prut; b) variația diametrului median în lungul râului ; c) forma distribuțiilor granulometrice.

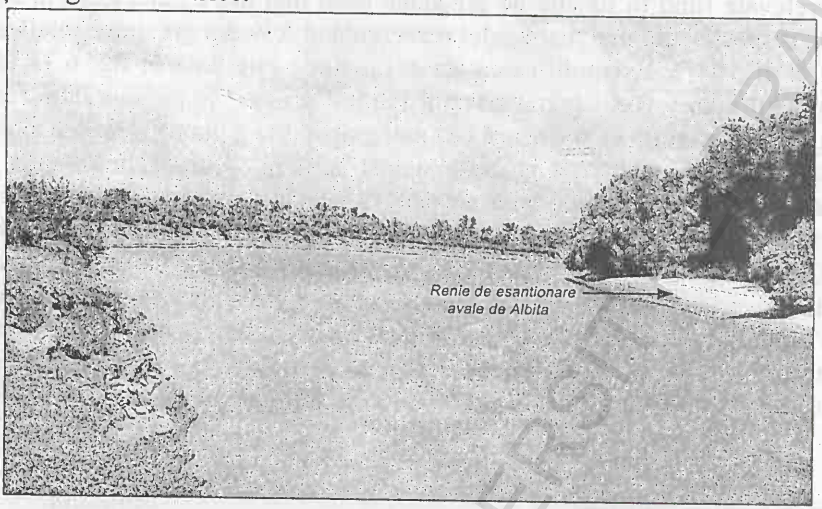


Fig. 6.34. Albia râului Prut la Bumbăta (punct de recoltare 11), avale de Albița. Pe maluri sunt resturi de busteni de la ultima viitură. Exemplificarea poziției punctului de eșantionare în cazul unei albii cu perimetrul alcătuit din materiale nisipoase.

Tabel 6.5. Date sedimentologice ale albiei minore a râului Prut

Nr.crt.	Secțiunea	Lungimea râului (km)	Suprafața bazinului amonte de secțiune (kmp)	D50 (mm)	Praf(%) <0.063mm	Nisip (%) 0.063-2 mm	Pietriș (%) 2 - 64 mm
1	Orofteana	235.70	8354.0	15.00	7	12	81
2	Teioasa	259.18	8834.7	14.00	6	20	74
3	Radauti Prut	290.43	9215.0	12.00	9	20	71
4	Mitoc	341.00	9991.9	7.00	16	32	52
5	av. baraj Stanca	389.06	13099.4	13.00	0	17	83
6	Santa Mare	438.47	14173.9	0.18	1	99	0
7	Sculeni	516.76	18534.0	0.21	0	100	0
8	Opriseni	572.74	21515.7	0.33	0	100	0
9	Dranceni	665.68	22883.5	0.18	0	100	0
10	Albita	671.72	23121.6	0.18	1	99	0
11	Bumbata	734.16	24080.0	0.18	1	99	0
12	Falciu	792.14	25214.6	0.17	1	99	0
13	Vladeni	842.43	26523.6	0.23	0	100	0
14	Oancea	865.43	26997.8	0.18	1	99	0
15	Mastacani	887.14	27879.0	0.45	3	97	0
16	Am. Dunare	946.00	28463.3	0.39	1	99	0

BCU "ȘTEFAN CEL MARE" SUCEAVA UNIVERSITY LIBRARY

6.4.3. Spectrul granulometric al râului Prut

Ponderea procentuală cumulată în lungul râurilor a claselor granulometrice majore redă mult mai sugestiv « accidentele » care intervin în dispunerea exponențială a dimensiunii materialului în profil longitudinal. Pentru obținerea acestei imagini au fost necesare curbele granulometrice cumulative de pe care au fost extrase procentele de praf, nisip şi pietriş, conform scării granulometrice Wentworth (Rădoane et al., 1995).

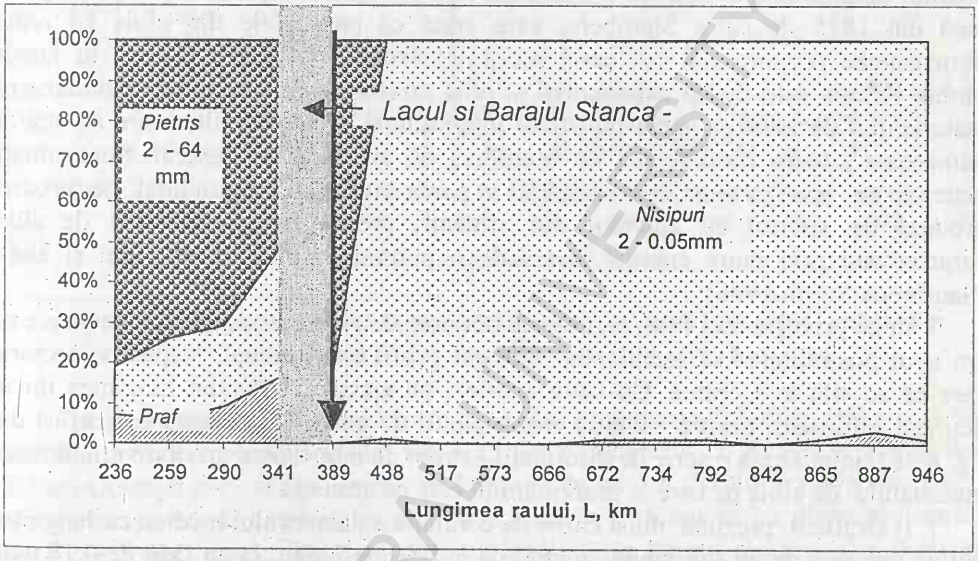


Fig. 6.35. Spectrul granulometric al materialului de albie al râului Prut între Orofteana şi confluența cu Dunărea (Rădoane et al., 2007).

O distribuție procentuală cumulată ideală a materialului de albie în lungul râului este aceea în care clasele de dimensiuni din ce în ce mai mici se succed în mod uniform în directia curgerii. Dintre cazurile studiate de noi, de notorietate sunt râurile Suceava şi Moldova care se apropie cel mai mult de această tendință (Rădoane et al., 2002).

În ce priveşte râul Prut, pe 70% din lungimea lui, relația între pietriş, nisip şi praf este cea ilustrată în fig. 6.35, din care reiese că amonte de lacul Stânca Costeşti domină pietrişurile, acestea apar şi avale de baraj datorită fenomenului de « pavaj hidraulic », după care dispar în totalitate. Nisipurile între 2 – 0,05 mm sunt atotstăpânitoare până la confluența cu Dunărea. În cele ce urmează şi pe baza altor materiale ilustrative vom analiza în detaliu această distribuție.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.4.4.Variația diametrului particulelor materialului de albie

Una dintre variabilele sugestive în aprecierea dimensiunii materialului de albie este diametrul median, D50, respectiv, diametrul cu procent de 50% pe curba granulometrică cumulativă. El se obține foarte ușor după ce curba granulometrică este desenată. Acest parametru a fost corelat cu lungimea râului pentru a evidenția variabilitatea și tipul funcției obținute. Reducerea dimensiunii materialului de albie în profilul longitudinal al râurilor a fost observată și exprimată printr-o relație empirică încă din 1875 de către Sternberg, care arată că particulele din albie își reduc dimensiunea proporțional cu lucrul mecanic efectuat împotriva frecării în lungul râului. Relația este de tip exponențial și redă proporționalitatea între granulometria materialului de albie și panta profilului longitudinal. Cercetări ulterioare au stabilit numeroase situații când relația lui Sternberg nu are caracter general. Sunt situații generate de: apariția unor discontinuități în panta profilului longitudinal; perturbarea produsă de aportul cu aluviuni din afluenți; prezența unor sectoare de albie caracterizate prin mare energie, avale de o puternică sursă de aluviuni și altele (Sambrook Smith,1996).

În ce privește râul Prut, rezultatele obținute de noi sunt trunchiate, deoarece nu am avut posibilitatea să eșantionăm întregul profil longitudinal, respectiv, sectorul care ce se află în Ucraina. Cu toate acestea, pe aproape 70% din lungimea râului deținem informații despre calitatea materialului de albie. Reprezentarea grafică din fig. 6.36 sintetizează o serie de informații extrem de interesante privind variabilitatea materialului de albie pe care le prezentăm în cele ce urmează :

i) Graficul prezintă două curbe de corelație a diametrului median cu lungimea râului, separate de un salt granulometric de la D50 de 7 mm, la un D50 de 0,18 mm. Acest salt se suprapune lacului Stânca – Costești, dar și pe următorii 37 km avale de baraj. În total, saltul se desfășoară pe o lungime de 80 km.

ii)Amonte de lacul Stânca-Costești, materialul de albie înregistrează un declin modelat de o curbă exponențială cu parametri statistici (coeficienți de corelație și de determinare) ce o plasează foarte apropiat de situația reală. Rata de diminuare a materialului de albie pe acest sector de 90 km al râului Prut, între intrarea în țară și coada lacului Stânca-Costești, este comparativă cu a celorlalte râuri din bazinul hidrografic Siret, monitorizate de noi o lungă perioadă de timp (Rădoane et al., 2007). Coeficientul de diminuare (așa-numitul „fining" în literatura de specialitate) a materialului de albie pentru acest sector este comparabil cu sectoarele extracarpatice ale râurilor din bazinul Siretului (Rădoane et al., 2007), condiții care pot fi extrapolate și pentru râul Prut amonte de lacul Stânca-Costești.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

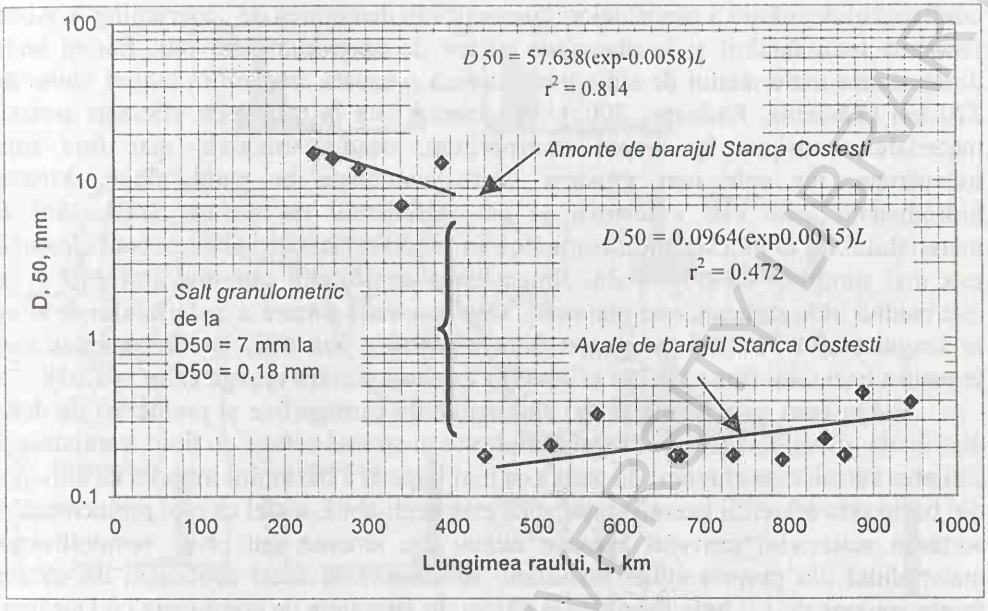


Fig. 6.36. Variația diametrului median, D50, în lungul râului Prut, între Orofteana și confluența cu Dunărea (Rădoane et la., 2007).

iii) Între km 341 și km 438 are loc saltul granulometric arătat mai sus și care este foarte vizibil pe graficul din fig. 6.35. Pe acest sector de 81 km se află și lacul Stânca-Costești care se desfășoară pe lungime de 44 km. Saltul granulometric de la clasa pietrișurilor la cea a nisipurilor prin penuria particulelor cu diametre cuprinse între 2 – 8 mm este o trăsătură obișnuit întâlnită în lungul râurilor, dar explicația acestui fenomen a rămas încă o problemă amplu dezbătută (Rădoane et al., 2007). În situația râului Prut, saltul granulometric natural este „ascuns" de lacul Stânca-Costești și continuat încă 37 km avale de baraj prin apariția fenomenului de „pavaj hidraulic" (îndepărtarea particulelor fine și formarea unui strat de particule grosiere la suprafața patului albiei). În lipsa și a altor măsurători privind modificarea în timp a poziției patului albiei nu putem aprecia cu precizie până unde se face simțită influența lacului Stânca-Costești în lungul râului, avale de baraj. Din analiza granulometrică a materialului patului albiei constatăm că la 37 km avale de baraj, patul albiei este alcătuit din nisipuri fine, sub 0,2 mm diametrul median și care se menține în jurul acestei valori și chiar mai mici până în dreptul localității Oancea, la 865 km de izvoare. Putem aprecia astfel că din punct de vedere al realizării pavajului hidraulic sub efectul barajului aceasta este distanța de influență avale de baraj.

iv)Modelul exponențial aplicat variației D50 pe distanța cuprinsă între km 438 și confluența cu Dunărea (km 946) arată o ușoară tendință de creștere, exprimată prin

coeficientul de mărire a particulelor (cunoscut sub denumirea de „coarsening"). Acest fenomen l-am întâlnit şi la alte râuri cu pat de nisip cum este râul Bârlad unde dimensiunea materialului de albie înregistrează o uşoară creştere în lungul râului de 220 km (Rădoane, Rădoane, 2003). Fenomenul este în relaţie cu eficienţa sortării materialului nisipos în timpul transportului, când particulele mai fine sunt îndepărtate, iar cele mai grosiere sunt abandonate în patul albiei. Mediul hidrodinamic este clar evidenţiat şi de coeficientul de sortare Trask (*So*) al materialului de albie care indică următoarea tendinţă: cu cât valoarea coeficientului este mai apropiată de 1,0, cu atât dimensiunea particulelor este mai uniformă şi cu atât mediul hidrodinamic este mai activ. Cea mai bună sortare a materialului de albie în lungul râului Prut s-a înregistrat între km 404 şi km 657, iar în zona cea mai îngustă a bazinului (între km734 şi km842) valoarea sortării ajunge chiar la 1.05).

v)Aşa cum vom vedea şi din alte materiale cartografice şi prelucrări de date, distribuţia granulometrică în lungul râului este în strânsă relaţie cu tipul, cantitatea şi calitatea surselor de aluviuni. În zona cea mai îngustă a bazinului intrarea de aluviuni din bazin prin afluenţii laterali aproape că este neglijabilă, astfel că râul prelucrează şi sortează materialul provenit aproape numai din amonte sau prin remobilizarea materialului din propria albie. Rezultatul se observă în acest coeficient de sortare foarte aproape de 1,0 între Bumbăta şi Fălciu. În apropiere de confluenţa cu Dunărea, sortarea materialului se reduce, după părerea noastră, prin intrarea în aluviunile râului a unei cantităţi apreciabile de sedimente mai grosiere aduse de afluenţi din zona Dealurilor Făciului unde se dezvoltă stratele de Bălăbăneşti-Tulucești de origine fluvio-lacustră (Sficlea, 1960,1980).Trebuie să recunoaştem că prin recoltarea probelor din renii, chiar dacă s-a urmărit să fie cât mai aproape de nivelul râului aflat la cote mici, este posibil ca să existe o diferenţă faţă de granulometria din talvegul râului. Şi credem că cea mai izbitoare diferenţă este în acest sector inferior al râului unde materialul din renii este puternic influenţat de afluenţii laterali ce vin din Dealurile Fălciului.

6.4.5. Forma histogramelor materialului de albie

O altă posibilitate de analiză a depozitelor de albie este aceea pe baza histogramelor distribuţiilor granulometrice. Este cunoscut faptul că depozitele de albie ale râurilor cu pat de pietriş au o caracteristică distinctă faţă de cele ale râurilor cu pat de nisip, şi anume, bimodalitatea.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

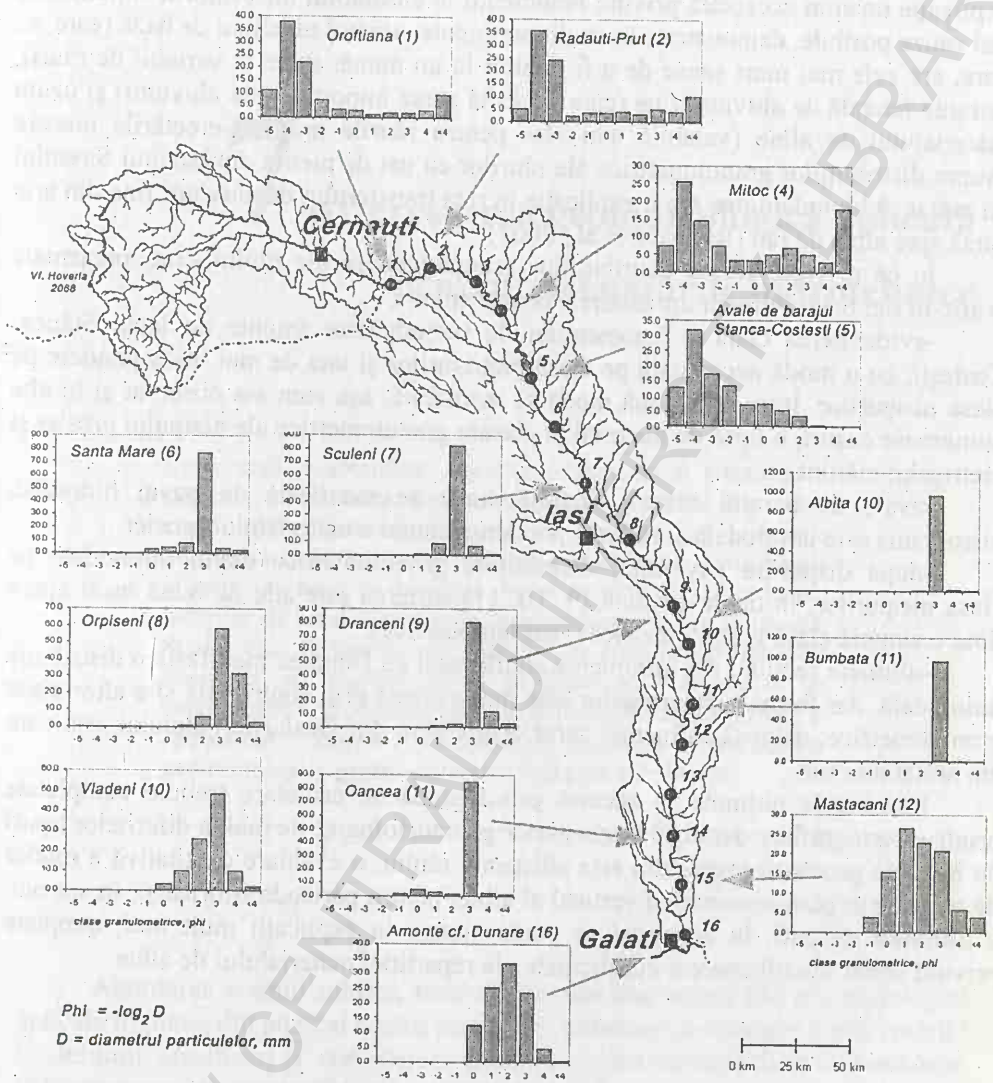


Fig. 6.37. Forma distribuțiilor granulometrice ale depozitelor de albie ale râului Prut.

Aceasta este definită prin existența a două mode (vârfuri) în distribuția granulometrică, separată de o penurie de material în categoria pietrișului mărunt, respectiv, fracțiunea 1-20 mm. Există o largă dezbatere privind acest fenomen, sintetizată de Sambrook Smith (1996) din care am reținut că nu există încă o

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

explicație unanim acceptată privind fenomenul în ansamblul lui. Autorul sintetizează trei cauze posibile, demonstrate în studii pertinente: efectul nivelului de bază (care, se pare, are cele mai mari şanse de a fi întâlnit la un număr mare şi variabil de râuri), intrarea laterală de aluviuni fine (care necesită surse importante de aluviuni) şi uzura materialului de albie (valabilă mai ales pentru râurile mari). Cercetările noastre asupra distribuțiilor granulometrice ale râurilor cu pat de pietriş din bazinul Siretului au arătat că bimodalitatea are o explicație în rata transferului de aluviuni fine din aria sursă spre albia de râu (Rădoane et al., 2007).

În ce priveşte forma distribuțiilor granulometrice ale râului Prut, prezentate grafic în fig. 6.37, reținem următoarele observații:

-evidențierea clară a fenomenului de bimodalitate amonte de lacul Stânca-Costeşti, cu o modă accentuată pe clasa pietrişurilor şi una de mai mică pondere pe clasa nisipurilor. Între cele două mode se manifestă, aşa cum s-a observat şi în alte numeroase cazuri, o lipsă de material în clasele granulometrice ale nisipului grosier şi pietrişului mărunt.

-avale de barajul Stânca Costeşti unde se manifestă un pavaj hidraulic, histograma este unimodală şi reflectă ponderea numai a materialului grosier.

-după dispariția pavajului, distribuțiile granulometrice devin unimodale pe clasa nisipurilor, în unele secțiuni (9, 10, 11) sortarea este atât de bună încât apare doar o singură clasă granulometrică (sunt leptocurtice).

-ultimele secțiuni din apropierea confluenței cu Dunărea manifestă o distribuție unimodală, dar forma histogramelor este mai evazată prin contribuția şi a altor clase granulometrice, datorită influenței surselor grosiere din Dealurile Fălciului, aşa cum am arătat mai sus.

Rezultatele obținute în această primă etapă de cercetare trebuie completate printr-o cartografiere detaliată a proceselor geomorfologice de mal, a diferitelor tipuri de hazarde geomorfologice din aria adiacentă râului, o evaluare cantitativă a ratelor de migrare în plan orizontal şi vertical al albiei pentru perioada istorică şi, în special, a ultimilor decenii. În acest fel se poate ajunge la explicații mult mai apropiate privind unele situații aparent conflictuale ale repartiției materialului de albie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7 Cercetarea geomorfologică aplicată pentru amenajările hidrotehnice

Construcții hidrotehnice: definiții, clasificări și considerații generale. Cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul construcțiilor hidrotehnice (de tip baraje) pe sistemele hidrografice. Studiu de caz: Strategia de amenajare prin baraje și lacuri de baraj în România. Surse de aluviuni. Colmatarea lacurilor de baraj. Cercetările de amplasamente sau prognoză. Studiu caz: Evaluarea potențialului de eroziune și transport aluvionar al râurilor Olteț și Topolog. Cercetările de supraveghere geomorfologică a exploatării amenajărilor și impactului asupra reliefului. Implicarea cercetărilor geomorfologice pentru evitarea accidentelor de baraje.

Abordarea acestui subiect, unul dintre cele mai ample ale geomorfologiei aplicate impune, din punctul nostru de vedere, următoarea ordonare a prezentării : (i) definiții, clasificări și considerații generale asupra construcțiilor hidrotehnice; (ii) cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul construcțiilor hidrotehnice pe sistemele hidrografice; (iii) cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul amenajărilor portuare și conservării țărmurilor. Datorită unei problematici destul de cuprinzătoare privind acest subiect, vom acorda cel puțin două capitole pentru prezentarea principalelor probleme de geomorfologie aplicată.

7.1. Construcțiile hidrotehnice: definiții, clasificări și considerații generale

Amenajările hidrotehnice sunt lucrări care se execută, fie pentru folosirea apelor în diferite scopuri, fie în controlul sau evitarea unor efecte destructive ale

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

acestora. Construcţiile inginereşti care intră în contact nemijlocit cu apa şi care, alături de alte construcţii, echipamente şi instalaţii cu caracter mecanic sau electric fac parte integrantă din amenajările hidrotehnice, poartă denumirea de *construcţii hidrotehnice*. Prin construcţii hidrotehnice se urmăreşte folosirea apei în multiple scopuri: alimentarea cu apă potabilă şi industrială; producerea de energie electrică; irigaţii; atenuarea viiturilor; lucrări de apărare şi drenare; transportul pe apă, piscicultură, sportul nautic; ameliorarea microclimatului şi a mediului înconjurator.

Spre deosebire de alte construcţii inginereşti, construcţiile hidrotehnice se deosebesc prin faptul că sunt supuse intens acţiunii apei şi anume:

-acţiunea mecanică, manifestată prin presiune hidrostatică şi hidrodinamică;

-acţiunea fizică: eroziune, afuiere, spălări, degradări de betoane şi roci;

-acţiunea chimică: degradări de betoane, sufoziune chimică în terenurile de fundaţie;

-acţiunea biologică asupra betoanelor sau altor materiale de construcţie executată prin intermediul algelor, bacteriilor, ciupercilor.

Construcţiile hidrotehnice sunt lucrări de anvergură, ca alcătuire, excavaţie şi exploatare, la proiectarea şi realizarea lor participând diverse domenii ca: hidraulica, fizica construcţiilor, geotehnica, mecanica pământurilor şi rocilor, seismologia, geomorfologia, tehnologia materialelor, utilaje şi instalaţii, electromecanica, automatica ş.a., toate necesitând studii, cercetări şi proiectări amplu coordonate. Realizarea construcţiilor hidrotehnice necesită mari volume de lucrări cu implicaţii directe în morfogeneză şi anume: excavaţii şi umpluturi, dar şi de altă natură: betoane de suprafaţă şi în subteran pentru reducerea permeabilităţii naturale a rocilor sau devierea apelor curgătoare, inclusiv prin aducţiuni pe zeci şi sute de kilometri de tunele.

Ceea ce este foarte important din perspectiva abordării geomorfologice este faptul că asemenea construcţii sunt condiţionate într-o mare măsură de factorii locali precum caracteristicile geologice, geotehnice, hidrogeologice, hidrologice şi geomorfologice, toate cu mari variaţii în spaţiu şi cu caracter aleatoriu al regimului de variaţie. In acest context este de înţeles că impactul asupra regiunilor învecinate, şi a componentelor de mediu este deosebit de puternic. Dacă ne gândim, de exemplu, doar la lacurile de baraj (există în prezent 45 000 mari baraje cu lacuri a căror suprafaţă de inundare este de câteva ori dimensiunea României) este suficient să avem imaginea mărimii influenţelor prin: scoaterea din circuitul agricol şi forestier sau altor folosinţe a unor imense suprafeţe de teren, necesitând strămutări de aşezări, construcţii de drumuri, instalaţii industriale, producând schimbări ecologice brutale; au loc ruperi ale evoluţiei naturale fireşti. Se creează astfel un sistem de impact care depăşeşte cu mult aria de amplasament al construcţiei, impact în care, fără a exagera, relieful reprezintă un reper esenţial, nu numai pentru configuraţie, dar mai ales prin potenţialul dinamic al acestuia. Mult timp, unele aspecte privind relieful într-un asemenea context au fost abordate în studiile geotehnice şi trebuie recunoscut că nu

totdeauna au fost rezolvate cu profesionalism, dovadă numeroase accidente privind construcțiile hidrotehnice, puse în legătură și cu evaluarea condițiilor morfodinamice.

Dar pentru ca geomorfologia să se implice efectiv și competent este nevoie de a cunoaște *elementele de bază privind construcțiile hidrotehnice* după specificul folosinții acestora, pentru că de aceasta depinde regimul de exploatare. Potrivit specialiștilor, se disting astfel: construcții hidroenergetice; construcții pentru alimentarea cu apă; construcții portuare; construcții sau amenajări pentru transport; construcții sau amenajări pentru apărare; construcții și/sau amenajări pentru irigații; construcții și/sau amenajări pentru piscicultură; construcții și/sau amenajări pentru agrement.

Există și alte clasificări, ele sunt cuprinse în standarde speciale, întrucât una dintre regulile de bază ale hidrotehnicienilor este rigoarea, deci posibilitatea de testare, verificare, clasificare și evaluare clară, în orice moment și în orice punct al unei construcții. Spre exemplu, proiectarea, amenajarea și expoloatarea unui baraj nu este mai puțin importantă ca proiectarea, construcția și exploatarea unei aeronave.

7.2. Cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul construcțiilor hidrotehnice (de tip baraje) pe sistemele hidrografice

Orice proiectare și amenajare hidrotehnică de tip baraj necesită o evaluare cât mai corectă a condițiilor geomorfologice, iar în raport cu amploarea evaluării și scopului în funcție mai ales la faza de referință, proiect sau exploatare a amenajării se disting patru categorii de studii și cercetări și anume:

-cercetări pentru alegerea strategiei de amenajare;

-cercetări de amplasamente sau de prognoză;

-cercetări de supraveghere a exploatării amenajării și impactului asupra reliefului ;

-cercetări speciale sau punctuale (pe cazuri-studiu) sau probleme distincte generate de amenajare.

7.2.1. Cercetări pentru alegerea strategiei de amenajare

O asemenea categorie de cercetări se aplică de regulă pentru teritorii vaste, de regulă mari .bazine hidrografice sau, de cele mai multe ori teritorii administrative la nivel de țară sau mari provincii economice, istorice, avându-se în vedere toate componentele de mediu, economice, sociale sau istorice. Cât privește cercetările de evaluare geomorfologică, două au semnificație relevantă: a) *rata colmatării* lacurilor de baraj și b) T_{50} *de colmatare*, respectiv timpul necesar pentru colmatarea a 50% din capacitatea unui lac de acumulare. Rata colmatării se exprimă în procente din capacitatea inițială a lacurilor proiectate, iar timpul de colmatare în ani, ca raport dintre volumul total al lacului și volumul anual de aluviuni care intră în lac.

Un studiu întreprins de noi asupra întregului teritoriu al țării noastre este sugestiv pentru a ilustra implicarea geomorfologiei în alegerea strategiei de amenajare a bazinelor hidrografice (Rădoane et al., 2003).

Studiu de caz : Strategia de amenajare prin baraje şi lacuri de baraj în România.

România este cunoscută ca o țară în care tradiția construirii de baraje şi amenajarea de lacuri este foarte veche. Perioada modernă şi contemporană s-a remarcat în țara noastră prin interesul crescând pentru amenajări de căderi de apă în scopuri hidroenergetice.

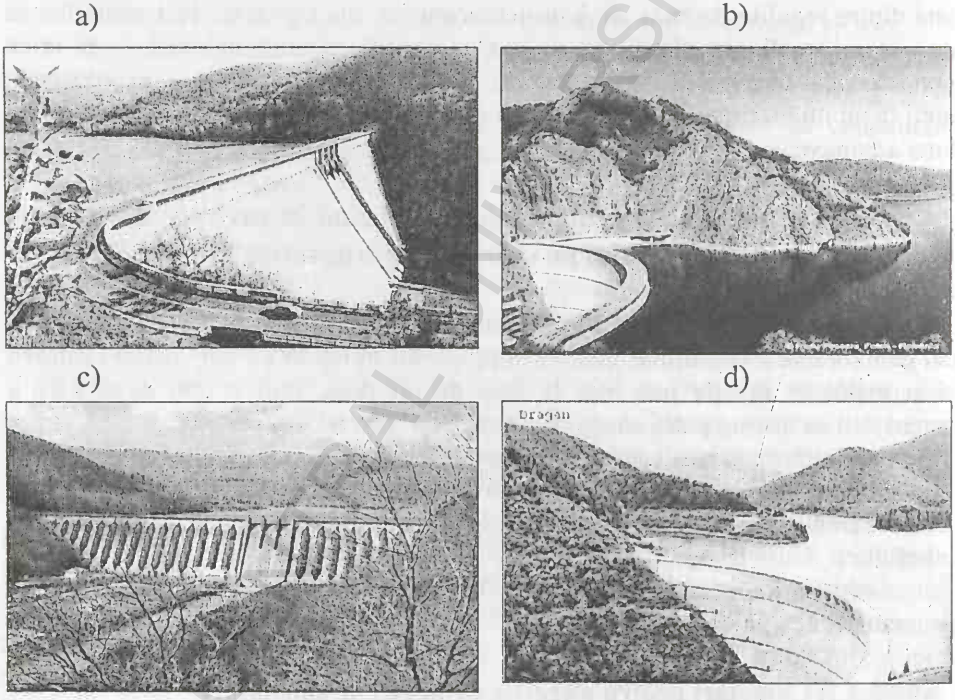


Fig 7.1. Tipuri de baraje din România: a)barajul de greutate Izvoru Muntelui, b)barajul în dublu arc Vidraru, c)barajul cu contraforți Uz, d)barajul în arc Dragan (Comitetul Național Român pentru Marile Baraje, 2000).

În prezent, datele arată că România se află între țările cu cele mai mari realizări din lume în domeniul barajelor. Între cele 80 de țări membre ale Comisiei Internaționale a Marilor Baraje, țara noatră ocupă locul 19 în ce privește numărul de « mari baraje » (considerate peste 15 m înălțime) şi locul 9 în Europa. Numărul total al barajelor mari este aşadar de 246, din care aproape jumătate sunt

baraje sub 40 m înălțime. Cel mai înalt baraj este Gura Apelor pe Râul Mare din Munții Retezat și are 168 m. La acestea se adaugă alte 1500 de baraje sub 15 m înălțime, lacurile având capacități sub 1 milion m^3 (fig. 7.1)(Comitetul Național Român pentru Marile Baraje, 2000).

În cele ce urmează vom pune în antiteză două elemente fundamentale de evaluare a rolului cunoașterii geomorfologice în stabilirea strategiei de amenajare prin baraje și anume: *sursele de aluviuni*, pe de o parte, și *colmatarea lacurilor de baraj*, pe de altă parte. Primele sunt în relație directă cu potențialul morfodinamic al reliefului României, iar colmatarea lacurilor este răspunsul sintetic al modului cum lucrările hidrotehnice au fost coordonate, astfel ca durata de viață a lacurilor să fie cât mai mare.

a)*Sursele de aluviuni*

Poziționarea într-un climat temperat-continental și prezența Carpaților sunt definitorii în distribuția și regimul proceselor geomorfologice generatoare de aluviuni și care exprimă, în cele din urmă, specificul morfodinamic al unui teritoriu. În ciuda tuturor mijloacelor de a reduce ritmul eroziunii și de a ameliora versanții, suprafețele cu eroziune activă reprezintă încă 30% din terenurile arabile. Rata totală de eroziune este în medie de 126 milioane tone/an, din care 45 – 50 milioane tone/an sunt transferate în râuri. Aproximativ 1550 kg/s de aluviuni sunt îndepărtate anual de pe teritoriul României, rezultând o producție de aluviuni specifică de 206 t/km^2/an. Zonele cele mai susceptibile la eroziune sunt regiunile subcarpatice care reprezintă 12% din teritoriul României și produc 40% din totalul de aluviuni transferate în râuri.

Prelucrarea unui fond mare de date obținut din diferite surse (măsurători în secțiuni hidrometrice din rețeaua națională asigurate de Regia *Apele Române*, evaluări indirecte pe baza stocului de aluviuni din unele lacuri de baraj, măsurători proprii pe bazine mici) ne-a condus la selecționarea a doi factori de control, drept criterii de analiză a surselor de aluviuni pentru un teritoriu larg, precum cel al României. Aceștia sunt: *alcătuirea litologică a substratului* generator de aluviuni și *mărimea bazinelor hidrografice* care asigură o selectare a volumelor de aluviuni tranzitate de la aria sursă spre cea de efluență. Propunerea noastră s-a concentrat pe obținerea unor ecuații de predicție a producției de aluviuni pentru condițiile țării noastre în care cei doi factori de control (substratul litologic și mărimea bazinelor hidrografice) să aibă rang de variabile independente. Fondul de date de care am dispus se referă la 212 secțiuni de măsurare, controlate de bazine hidrografice cu dimensiuni ce variază de la 0,17 km^2 până la peste 10000 km^2, pentru 13 zone ale țării noastre, diferite din punct de vedere litologic și geomorfologic. Prelucrarea datelor a constat în mai multe etape care în final au condus la obținerea unor ecuații de variabilitate a producției de aluviuni pentru teritoriul României.

BCU ASSOCIATIVE LIBRARY

b) *Colmatarea lacurilor de baraj*

Baza de date pe care se bazează observaţiile noastre cuprinde, pe de o parte, o situaţie asupra dimensiunii cuvetelor lacustre (capacitate, suprafaţă, poziţie în cadrul bazinului hidrografic), pe de altă parte o situaţie asupra volumului colmatat din cadrul cuvetei şi o evaluare a timpului de colmatare a 50% din capacitatea iniţială a lacului. Toate aceste date au fost obţinute din surse extrem de variate, de la cercetările proprii asupra unor lacuri din valea Bistriţei, a Siretului, valea Buzăului, la cercetarea atentă a producţiilor ştiinţifice apărute în ultimile decenii, arhivele Institutului de Studii şi Proiectări Hidroenergetice, Comitetului Român pentru Marile Baraje, Institutul Naţional de Hidrologie şi Gospodărire a Apelor, Aquaproiect şi altele. Din economie de spaţiu prezentăm în formă tabelară o parte din aceste date (tabelul 7.1).

Tabel 7.1. Situaţia colmatării unor lacuri de acumulare din România (date pe bază de măsurători directe) (Rădoane, Rădoane, 2003).

Nr. crt.	Bazinul hidro-grafic	Lacul de acumulare	Volum iniţial 10^6 m^3	Volum colmatat		Anul începerii exploatării	Sursa
				%	10^6 m^3		
1	Argeş	Vidraru	420,000	-	-	1967	Fl. Ionescu (1980)
2		Oieşti	1,800	74	1,330	1967	I.Ichim *et al* (1994)
3		Cerbureni	1,620	68	1,100	1966	"
4		Curtea de Argeş	0,890	88	0,700	1972	"
5		Zigoneni	13,300	15	2,000	1973	"
6		Vîlcele	40,000	62	2,500	1977	"
7		Bascov	5,400	93	5,000	1971	"
8		Piteşti	4,800	85	4,000	1970	"
9		Ogrezeni	0,500	100	0,500	1967	"
10		Baciu	0,600	38	0,230	1967	"
11		Vilsan	0,200	50	0,100	1967	"
12		Cumpăna	0,260	38	0,100	1967	"
13		Budeasa	26,44	10,3		1980	D. Roşca (1987)
14	Ialomiţa	Paltinu	56,000	4	2,000	1972	Fl. Ionescu (1980)
15		Pucioasa	10,600	22	2,300	1974	"
16		Voila	0,500	70	0,350	1972	"
17	Olt	Săcele	18,300	1,6	0,300	1976	"
18		Vidra	340,000			1974	"
19		R. Vălcea	19,000	33	6,300	1974	"
20		Dăeşti	10,800	32	3,500	1976	"
21		Rîureni	7,300	14	1,000	1977	"
22		Govora	18,500	27	5,000	1975	"
23		Băbeni	59,650	8,3		1977	"
24		Străjeşti	202,70	3,2		1978	D. Roşca (1987)
25		Ioneşti		2,5		1980	"
26	Mureş	Luduş	0,300	100	0,300	1964	Fl. Ionescu (1980)
27		Mintia	5,000	74	5,700	1965	"
28		Cinciş	43,000	3,5	1,500	1969	"
29	Siret	Bucecea	14,400	12,8	1,85	1978 (evaluare pentru 1978-1986)	P. Olaru (1992)
30		Galbeni	40,000	18,9	7,500	1983 (evaluare 1984-1986)	"

BCU CLUJ-NAPOCA BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

31		Poiana Uzului	170,000	1,40	2,500	1975 (evaluare 1975-1986)	"
32		Iz. Muntelui	1230,000	1,3	16,000	1962	Rădoane (1983)
33		Pîngărați	6,700	40	2,700	1964	Ciaglic et al (1973; Rădoane, 1986; 1999)
34		Vaduri	5,600	34,6		1966	Rădoane (1999)
35		Bîtca Doamnei	10,000	27,2		1966	"
36		Piatra N.	12,000	3,4	0,400	1966	"
37		Racova	8,600	36	3,100	1964	P. Olaru (1992)
38		Gîrleni	5,100	37,4		1965	"
39		Lilieci	7,400	12,6		1966	"
40		Bacău	7,400	15,8	0,300	1966	"
41		Belci	12,000	50	6,000	1964 (distrus 1991)	"
42		Puşcaşi (r. Racova)	17,200	62,3	10,900	1973 (evaluare 1973-1998)	Gh. Purnavel (1999)
43		Antoheşti (r. Berheci)	0,220	40,91	0,090	1984 (evaluare 1984-1995)	"
44		Găiceana (r. Ghilăveşti)	0,410	41,46	0,170	1984 (evaluare 1984-1995)	"
45		Cuibul Vulturilor (r. Tutova)	9,500	32,63	3,100	1978 (evaluare 1978-1992)	"
46		Rîpa Albastră (r. Simila)	10,600	21,13	2,240	1979 (evaluare 1979-1993)	"
47		Fitichești (r. Pereschiv)	5,500	52,60	2,890	1977 (evaluare 1977-1993)	"
48	Bahlui	Tansa	33,000	1	0,300		Pricop *et al* (1990)
49		Plopi	24,000	1	0,250		"
50		Pod Iloaiei	37,000	32,3	11,948	1964 (evaluare 1964-1975)	Zavati, Giurma (1982)
51		Cucuteni	14,000	5,43	0,761	1964 (evaluare 1965-1975)	"
52		Ezăreni	3,500	13,6	0,476	1963 (evaluare 1963-1975)	"
53		Ciubeşti	12,300	5,2	0,637	1963 (evaluare 1963-1975)	"
54		Chiriţa	7,500	13	0,100		Fl. Ionescu (1980)
		Aroneanu		19,98	0,296	1964 (evaluare 1964 –1985)	Pricop *et al* (1990)
55	Jijia	Hălceni	3,500		0,030	1981 (evaluare 1981-1989)	Amăriucăi, Hlihor (1990)
56	Jiu	Işalniţa	5,000	92	4,600	1960	Fl. Ionescu (1980)

Aprecierea stadiului colmatării lacurilor de baraj necesită o cunoaştere asupra capacităţii iniţiale ale lacurilor, a unui parametru care se numeşte coeficient de acumulare (α) şi care este definit drept raport între volumul scurgerii lichide a bazinului hidrografic şi capacitatea iniţială a lacului; a altui parametru care se numeşte timp de colmatare a 50% din volumul lacului (T50) (Ichim, Rădoane, 1986). Analiza acestor parametri a fost făcută pe baza unei corelaţii permanente cu trăsăturile morfodinamice ale teritoriului României.

Asupra capacităţii cuvetelor lacustre. Aşa cum se poate constata din reprezentarea grafică din fig. 7.2, lacurile de baraj din România se caracterizează prin capacităţi relativ reduse. Aproape 90% din lacurile de baraj existente au

capacități sub 200 milioane mc, iar din acestea, jumătate au capacități sub 20 milioane mc.

Condițiile de relief şi scurgere a râurilor României au oferit şanse mai reduse pentru amenajarea de mari baraje şi, implicit, de mari lacuri. Cele câteva excepții se cunosc: este vorba de lacul Izvoru Muntelui, cel mai mare de pe râurile interioare ale țării, Vidraru pe Argeş, Vidra pe Lotru, Siriu pe Buzău, Gura Apelor pe Râu Mare ş.a. Foarte multe din lacurile existente sunt amenajate în cascadă pe marile râuri (Bistrița, Siret, Sebeş, Argeş, Olt, Lotru), cu regim de exploatare specific, care se răsfrânge în mod direct asupra unui anumit ritm de colmatare. Aşa se şi explică numărul mare la lacuri pe râurile Olt, Argeş şi Siret ilustrat grafic în fig. 7.3. Capacitatea lacurilor şi regimul de exploatare sunt factori importanți ce controlează gradul de reținere a aluviunilor din aria sursă.

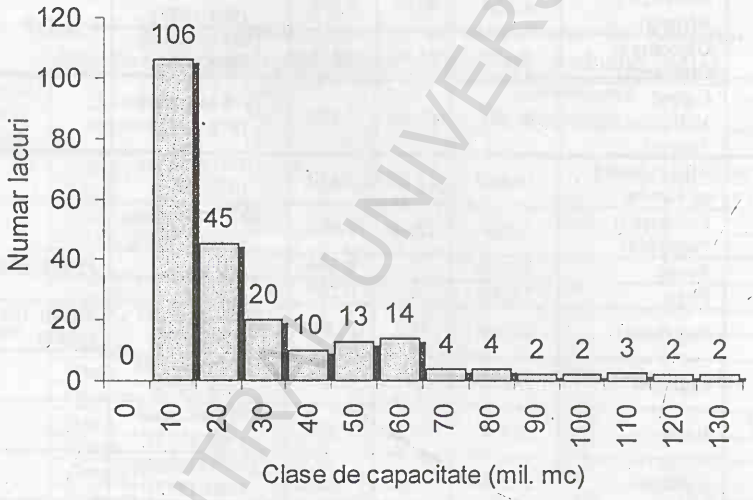


Fig. 7.2. Repartiția lacurilor de baraj din România: histograma capacității lacurilor de baraj sub 140 milioane mc.

Capacitatea lacurilor este determinantă pentru evaluarea ritmului şi duratei de colmatare datorită unui raționament foarte simplu: cu cât o cuvetă lacustră este mai mare cu atât poate stoca un volum de sedimente suficient de mare fără să-i afecteze funcționalitatea şi exemple sunt numeroase în acest sens. Dimpotrivă, o cuvetă lacustră de redusă capacitate se poate colmata într-un timp relativ scurt, de câțiva ani sau câteva zeci de ani, chiar şi la intrări relativ modeste de aluviuni. Studiul lui Dendy et al. (1973) pentru 1100 de lacuri de baraj din SUA a arătat că marea majoritate a lacurilor mici se colmatează în mai puțin de 30 ani.

Ritmul de colmatare. Există în țara noastră lacuri de baraj care au durată de funcționalitate de secole (cum sunt cele din Munții Banatului sau Munții Metaliferi), dar şi lacuri care s-au colmatat într-un timp de câțiva ani. Din datele

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pe care le avem la dispoziție putem reține câteva observații cu caracter general:

- pe ansamblul țării, într-o perioadă medie de 15 ani, în lacurile de baraj de pe râurile interioare s-au depus circa 200 milioane m^3 aluviuni (din care aproape jumătate numai în lacurile de pe râurile Argeș și Olt), cu o rată anuală de 13,4 milioane m^3, ceea ce reprezintă 27% din transportul total de aluviuni mediu multianual;

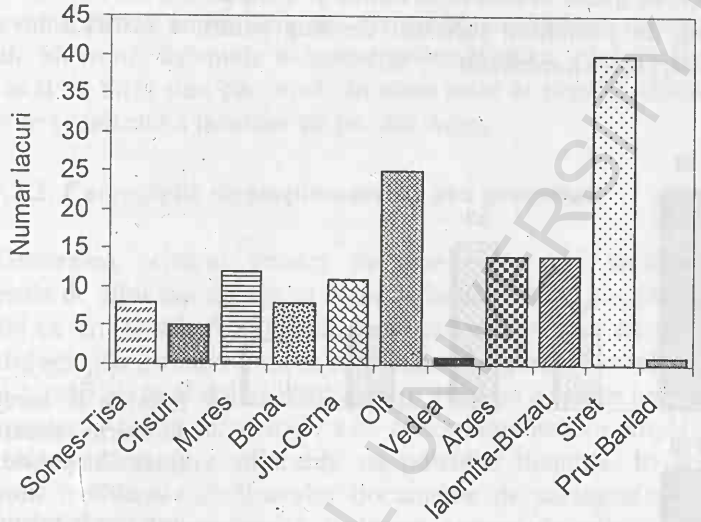


Fig. 7.3. Repartiția lacurilor de baraj din România pe sisteme hidrografice.

- ritmurile anuale de colmatare cele mai importante le-au avut lacurile de pe râul Argeș: Piteşti 15,7%, Bascov 11,7%, Oiești 9,5%, Cerbureni 7,3% și Curtea de Argeș 5,3%; de asemenea, lacul Galbeni pe Siret, 10,6%;

- ritmuri medii anuale de colmatare rapidă s-au înregistrat și la primele lacuri construite pe râul Olt: Govora 8,27%, Rm. Vâlcea 5,63% și Dăești 4,90%; în aceeași categorie se află lacul Pângarați pe Bistrița, 3,45% sau Pucioasa pe Ialomița, 2,58%;

- ritmuri mici de colmatare se înregistrează la lacurile mari, Izvoru Muntelui de 0,03% și Vidraru de 0,04%, ceea ce le asigură o funcționare milenară, dacă nu intervin niște situații imprevizibile.

Reținând ca bază de interpretare timpul necesar pentru colmatarea a 50% din volumul inițial al fiecărui lac, noi am luat în analiză 138 de lacuri de baraj din România cu capacitate inițială între 1×10^6 m^3 și 1230×10^6 m^3. Pentru aceste lacuri s-au făcut determinări asupra ratei de colmatare prin diferite metode și de către diferiți specialiști. Repartiția acestora în funcție de marile unități de relief (fig. 7.4) arată că din numărul total de lacuri analizate, numai 44 se află în zona montană a țării, zona cu cel mai redus ritm de producere a aluviunilor. Celelalte lacuri sunt plasate în zona de podiș și dealuri, Subcarpați, piemont și câmpie,

toate acestea fiind caracterizate printr-un ritm accelerat de producere a aluviunilor, cu excepția zonelor de câmpie.

Pe fondul acestei situații generale, timpul de colmatare a 50% din volumul lacurilor reflectă posibilitățile de răspuns, prin colmatare, ale bazinelor hidrografice, în raport cu principalele regiuni morfodinamice ale teritoriului analizat: este redus la sub 100 de ani pentru lacurile aflate în zonele de mare producție de aluviuni (Subcarpați, podiș și piemont) și este de ordinul sutelor de ani pentru lacurile aflate în zonele de munte și câmpie. Cu alte cuvinte doar 57 de lacuri au timp de colmatare suficient de lung pentru a justifica investițiile și marile perturbări asupra mediului.

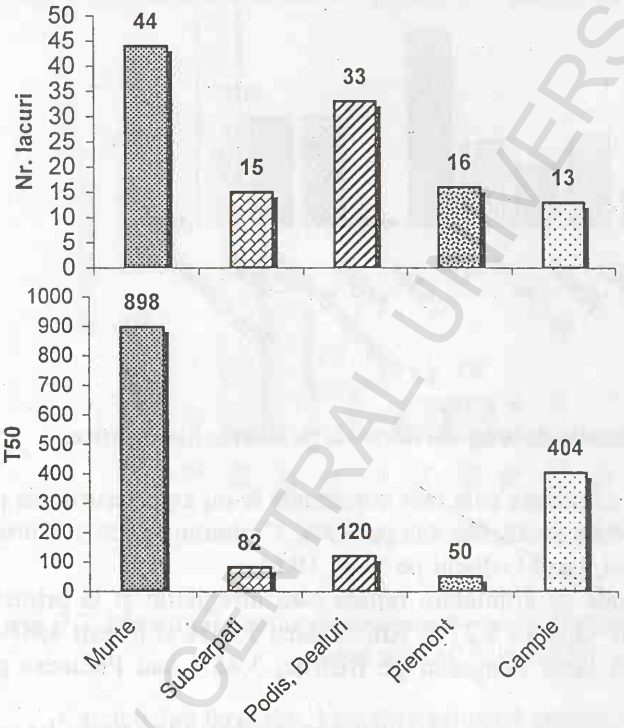


Fig. 7.4. Repartiția lacurilor de baraj în relație cu marile unități de relief (sus). Timpul de colmatare a 50% din volumul lacurilor în relație cu marile unități de relief (jos).

În urma acestui tablou general asupra colmatării lacurilor de baraj din România trebuie remarcat faptul că, în unele proiecte de amenajare s-a avut în vedere cu prioritate numai aspectul strict economic și a fost grav eludată cunoașterea potențialului reliefului de a răspunde într-un ritm atât de accelerat la eliberarea de aluviuni și transportul spre rețeaua colectoare. Este situația lacurilor amenajate în cascadă de pe râurile Argeș, Olt sau Bistrița. Se cheltuiesc sume importante și se fac eforturi imense pentru decolmatarea unor lacuri de importanță cheie în funcționarea sistemelor hidroenergetice, cum ar fi lacul Oiești pe Argeș și Pângarați pe Bistrița. Pe de altă parte se recunoaște faptul că nu s-au făcut mai întâi lucrările de reținere a aluviunile în ariile sursă și apoi de execuție a

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lacului propriu zis; or, de multe ori s-a procedat invers. Cazurile de notorietate aici sunt lacurile Bascov şi Piteşti, colmatate în întregime în 4 ani.

Acesta este un mod de abordare pentru a dispune de elemente cantitative mai mult sau mai puţin certe, dar evident că se ţine cont şi de alte aspecte geomorfologice rezultate pe bază de cartografieri şi analize de teren. Oricum, în cazul ţării noastre din punct de vedere geomorfologic regiunea subcarpatică şi piemontană nu este favorabilă amenajării de lacuri de baraj, dimpotrivă, în această zonă trebuie asigurată tranzitarea aluviunilor la viituri. Specialiştii optează acum pentru amenajările aşa zis şenalizate (canale) care asigură un mare tranzit de aluviuni; sistemele hidroenergetice Bistriţa, aval de Izvoru Muntelui, Buzău, aval de Siriu sunt concepute în mare parte în această viziune şi s-au făcut proiecte de şenalizare a lacurilor de pe râul Argeş.

7.2.2. Cercetările de amplasamente sau prognoză

Elaborarea oricărui proiect de amenajare prin închiderea secţiunilor transversale de albii sau văi are ca reper de bază locul de amplasare al lucrării s.s. şi al ariei ce urmează a fi inundată, locul privit din punct de vedere geologic şi geomorfologic, în primul rând, ca stabilitate şi siguranţă maximă în exploatarea viitoarei lucrări şi, în al doilea rând, pentru evitarea oricăror posibilităţi de avarie sau distrugere. Atenţia cercetărilor este concentrată asupra amplasamentului s.s., dar şi asupra versanţilor adiacenţi, cu potenţial dinamic. In acest context se recomandă realizarea următoarelor documente de cartografie geomorfologică: hărţi morfometrice (hipsometrică, înclinare, energie de relief); harta depozitelor superficiale; harta proceselor geomorfologice actuale; harta geomorfologică generală; harta susceptibilităţii la alunecări şi alte procese de mişcare în masă; harta erodabilităţii terenurilor; harta de risc geomorfologic, ştiindu-se că amenajarea nu înseamnă doar barajul şi lacul, ci şi apariţia unor noi vetre de sat, drumuri, alte structuri care pot schimba radical comportarea terenurilor ca stabilitate. Cel mai elocvent exemplu de la noi din ţară este dat de zona lacului Izvorul Muntelui (Şandru et al., 1960 ; Surdeanu, 1998), unde satele au migrat, parţial, pe versantul stâng. Versantul respectiv are groase depozite deluviale, este inundat şi abradat la bază de valurile lacului cu mari oscilaţii de nivel, ceea ce a condus la mărirea riscului producerii alunecărilor şi, implicit, la afectarea structurilor antropice.

Aceasta este doar o perspectivă privind cercetările geomorfologice asupra amplasamentului. Ea se cere a fi completată cu evaluarea potenţialului de eroziune din bazinul amonte al stocului aluvionar din albiile amonte, a relaţiei producţie de aluviuni şi efluenţă, a granulometriei şi petrografiei aluviunilor, a surselor de aluviuni, pentru ca amenajarea unui sistem hidroenergetic nu înseamnă barajul, lacul şi hidrocentrala, ci şi lucrări de asigurare a unei cât mai bune şi îndelungi exploatări a sistemului. In acest context sarcinile cercetărilor geomorfologice sunt :

-evidenţierea principalelor surse de aluviuni ca arie de proveniență şi

procese dominante;

-stabilirea bugetului de aluviuni, respectiv, raportul: eroziune totală (efectivă), stocare, evacuare (efluență) pe ordin de rețea hidrografică;

-evaluarea ponderii debit târât - debit în suspensie;

-evaluarea raportului de participare a albiilor ca sursă de aluviuni;

-determinarea tendințelor în dinamica patului albiilor.

Acestea sunt elementele de bază ale unui studiu geomorfologic de amplasament a unei amenajări hidroenergetice. Astfel, avem în atenție bazinul hidrografic în întregime, din amonte de baraj şi albia aval de baraj, evidențiind cu deosebire potențialul de instabilitate al amplasamentului s.s. şi potențialul de efluență aluvionară la intrarea în lac. Studiile de caz ale bazinelor râurilor Olteț şi Topolog sunt sugestive pentru modul de evaluare a potențialului de eroziune al unui bazin hidrografic, sursă potențială de sedimente pentru cuveta viitorului lac.

Studiu caz: Evaluarea potențialului de eroziune şi transport aluvionar al râurilor Olteț şi Topolog

Unul dintre râurile cu cele mai mari intervenții antropice de tip baraj este Oltul, de-a lungul căruia sunt amenajate nu mai puțin de 25 de lacuri de interes hidroenergetic. La confluența Oltului cu Oltețul se află Lacul Drăgăneşti, amenajat în 1988, cu un volum de 76 milioane m^3 şi o suprafață de 10 km^2. În ce priveşte Topologul, cunoaşterea surselor şi transportului de aluviuni ale acestui râu este importantă pentru protecția unor amenajări hidroelectrice precum lacul Băbeni, cât şi pentru preluarea unor importante debite în lacul Vidraru pe Argeş. În fig. 7.5 este dată localizarea tuturor bazinelor mici şi mijlocii pentru care am realizat astfel de studii, între care şi cele două bazine menționate mai sus.

Cercetările asupra albiei celor două râuri au avut în vedere morfologia, dinamica, aportul aluvionar al versanților, volumul de aluviuni transportate prin târâre şi prin suspensii, tipul de depozite actuale în albie, efluența aluvionară; toate acestea fiind necesare pentru a se lua măsuri de protecție asupra lacurilor amenajate pe râul Olt (Drăgăneşti şi Băbeni).

În exemplificarea pe care ne-o propunem nu putem reproduce întregul studiu realizat, dar vom pune accent pe acele puncte obligatorii în sarcinile cercetărilor de geomorfologie privind prognoza evoluției cuvetei lacurilor, a amplasamentului barajului şi lacului aferent, aşa cum le-am enunțat mai sus. Concret, pentru studiile de caz alese ne vom referi aici asupra modului cum se determină cantitatea şi calitatea aluviunilor transportate în suspensie şi târât, sursa lor, data de transfer în situația când lipsesc măsurători directe sau sunt unilaterale.

BCU IAŞI - CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

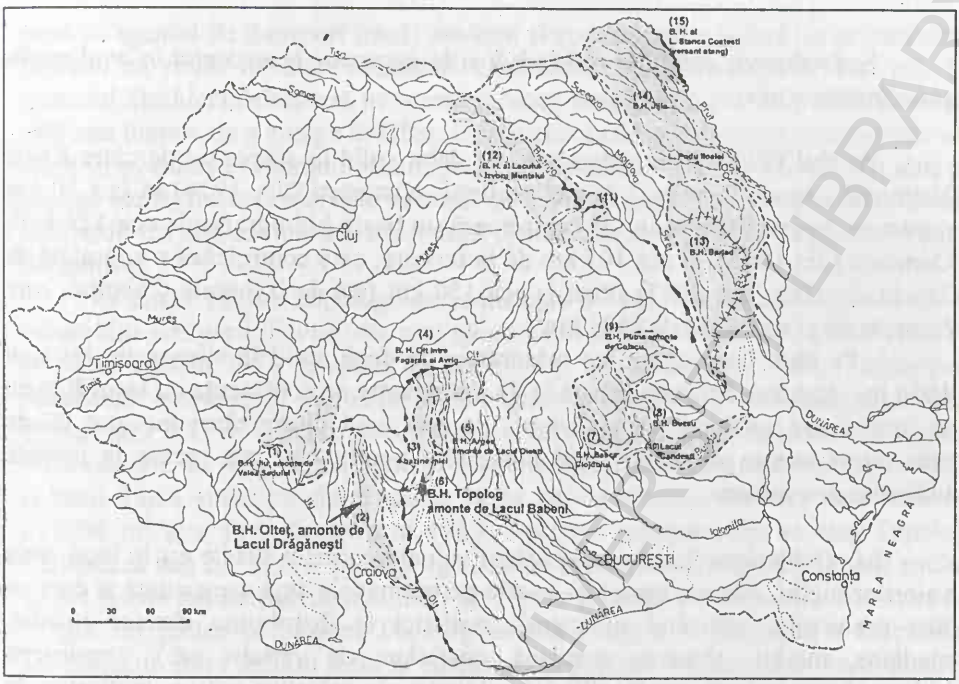


Fig. 7.5. Localizarea bazinelor hidrografice pentru care am realizat studii de evaluare a producției și efluenței aluvionare. Între acestea sunt prezentate bazinele Olteț și Topolog.

a) Date generale de localizare.

Râul Olteț, de ordinul VII (sistem Strahler), cu o lungime de 186 km și un bazin de 2474 km^2 este cel mai important afluent al Oltului în regiunea extracarpatică (fig. 7.5). Își are izvoarele în partea răsăriteană a Munților Parâng, la limita cu Munții Căpățânii la cca 2150 m altitudine absolută și se varsă în lacul Drăgănești pe râul Olt la 80 m altitudine abolută, în dreptul localității Fălcoiu. Între cele două puncte, pe o distanță de 186 km își dezvoltă un bazin hidrografic foarte alungit cu o suprafață de 2474 km^2. În aceste limite, de la nord la sud, se pot identifica toate treptele de relief dispuse sub forma unui amfiteatru, din creasta Carpaților Meridionali și până în Câmpia Română.

Râul Topolog, afluent pe stânga Oltului, este de ordinul VI în sistem Strahler, are o lungime de 100 km, colectându-și apele de pe o suprafață de 543 km^2, cu o altitudine medie de 772 m. Panta generală a râului este de 20,4‰ și pare contrastantă pentru altitudinea medie a bazinului dar explicabilă prin faptul că râul izvorăște de sub Negoiu (2535 m) și confluează cu Oltul în regiunea extracarpatică la altitudinea de 190 m. Asemeni altor afluenți ai Oltului, cu obârșie în Carpații Meridionali, Topologul are un bazin care se dezvoltă foarte mult în lungime.

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b) Evaluarea debitului solid târât şi în suspensie transportat în anul mediu şi la diverse viituri.

Pe râul Olteţ se fac măsurători de debit solid în suspensie de către Regia Naţională „Apele Române" în trei secţiuni: Nistoreşti (din 1974) la cca 30 km depărtare de izvoarele râului şi controlează un bazin hidrografic de cca 122 km^2; Otetelişu (din 1967), la cca 105 km de la izvoare, care controlează o suprafaţă de 716 km^2; Balş (din 1967) situat la cca 150 km faţă de izvoarele Oltetului, care controlează o suprafaţă de 2131 km^2.

Pe râul Topolog se fac măsurători de debit solid în suspensie din anul 1976 în secţiunea Milcoiu situată la 24 km amonte de confluenţa cu lacul Băbeni şi controlează un bazin de 442 km^2. Pe nici unul dintre râuri nu sunt făcute măsurători asupra debitului solid târât, fapt pentru care am recurs la metode indirecte de evaluare.

b1. Debitele solide în suspensie. Evaluarea acestor debite au la bază seria valorilor medii, zilnice, lunare şi anuale pe perioadele deja menţionate şi care au fost prelucrate, utilizând indicatorii statistici ai distribuţiei datelor (media, mediana, modul, abaterea standard, coeficient de variaţie etc), construcţia hidrografelor, calcule pentru diferite asigurări ale valorilor critice, realizarea de corelaţii cu debitele lichide pentru aceeaşi perioadă.

Amplitudinea de variaţie a valorilor debitelor solide în suspensie medii lunare a Oltetului este de 351 kg/s la un debit lichid mediu lunar de 27,4 m^3/s în luna iulie 1991 la Oteteliş şi de 884 kg/s la un debit lichid mediu lunar de 123 m^3/s în aceeaşi lună la Balş. Anii cu cel mare transport de aluviuni au fost 1972 şi 1991. Debitele medii lunare cu frecvenţa cea mai mare (3,4%) la postul hidrometric Balş sunt cuprinse între 2 m^3/s şi 3 m^3/s, dar la aceste debite se tranzitează cantităţi relativ mici de aluviuni în suspensie. Cele mai efective debite medii lunare sunt cele cu frecvenţă de 4% (adică Q = 19 – 20 m^3/s) care transportă 25% din întreaga cantitate de aluviuni tranzitată prin secţiunea Balş.

Între debitul solid în suspensie mediu lunar ($\overline{R}$) şi debitul lichid mediu lunar ($\overline{Q}$), pentru secţiunea Balş s-a obţinut relaţia: $\overline{R} = 0{,}4852\ Q^{1{,}4868}$; r = 0,902. Noi o considerăm o relaţie cu grad înalt de încredere pentru determinarea indirectă a debitelor solide, fiind comparabilă cu alte relaţii de acest tip.

Şirurile de date privind valorile medii lunare ale scurgerii solide în suspensie ne permit şi alte constatări şi anume: observăm că la Oteteliş, secţiune controlată de un bazin hidrografic de 716 km^2, producţia specifică de aluviuni în suspensie este de 949,6 $t/km^2/an$, în timp ce în secţiunea Balş, care controlează un bazin hidrografic de 2131 km^2, deşi debitul solid în suspensie se dublează, producţia specifică de aluviuni se dimensionează considerabil (este de 665,9 $t/km^2/an$). În opinia noastră, aceasta exprimă o "pierdere" de aluviuni de la sursă

până la agentul de transport (râul) pricipal şi care se poate datora, în primul rând faptului că mulţi tributari secundari elementari (de ordinul III şi mai mic în sistemul Strahler) debuşează pe terase şi lunci, descărcându-se de o mare parte de aluviuni înainte de a ajunge în Olteţ. Este o concluzie ce va trebui să constituie un reper în evaluarea raportului dintre afluenţii Oltetului, din aval de Balş, şi râul în care se varsă, întrucât aici este sectorul de maximă extindere al teraselor şi luncii Oltetului. Cu alte cuvinte a crescut mult şi mărimea stocajului de depozite în baza versanţilor.

În cazul râului Topolog, am constatat o tendinţă de descreştere atât a volumului scurgerii lichide, dar mai ales a celei solide de la valori de 10-12 m^3/s şi 30-40 kg/s în 1976 la valori de 1-2 m^3/s şi 0,2-0,4 kg/s în 1990. Cauza este cunoscută: amenajarea a două prize de captare la confluenţa cu Topologelu, unde se captează 2,35 m^3/s pentru lacul Vidraru, la Vadu Frumosu unde s-a amenajat o mică retenţie cu lungime de 80 m şi înălţime a barajului de 2 m terminat în 1991 şi lacul Şuici, situat pe râul Topolog la 54 km de vărsare, care are un volum de 255000 m^3 şi a fost construit în 1987. Aproape jumătate din an râul Topolog tranzitează sub 2,2 m^3/s şi sub 0,5 kg/s, dar în acelaşi timp, 10% din timpul anului se pot forma debite lichide mai mari de 7 m^3/s şi solide în suspensie mai mari de 5 kg/s, un indice că bazinul Topolog se află situat în zona înaltă a Carpaţilor Meridionali. Între debitul solid în suspensie şi debitul lichid (valori medii lunare) s-a obţinut o relaţie funcţie de putere cu un grad de rezoluţie de 74%, ceea ce conduce la utilizarea ei pentru predicţia valorilor de aluviuni în suspensie la debite de frecvenţă mică.

Relaţia $R = f(Q)$ a fost folosită şi pentru identificarea surselor de aluviuni în suspensie (fig. 7.6 şi 7.7), conform unei metodologii propuse de Grinshaw şi Lewin (1980). În acest sens s-a avut în vedere că relaţia capătă diferite forme în funcţie de sezoane şi dimensiunea materialului transportat, înregistându-se o mare împrăştiere. Or, o asemenea împrăştiere poate să sugereze că :

a) limita superioară a graficului indică scurgerea de vară când se produc debite solide şi lichide mari şi atunci aluviunile provin în special din bazinul versant ;

b) limita inferioară a graficului redă, în mod obişnuit, scurgerea de toamnă – iarnă, când aluviunile provin în principal din albie ;

În cazul Oltetului, graficul corelaţiei $R - Q$ pentru perioada 1990 – 1991 (fig. 7.6) indică pezenţa unui prag în dreptul valorilor $Q = 4 \div 10$ m^3/s funcţie de care am separat cele două surse : *dominantă de bazin* şi *dominantă din albie.* Centralizarea informaţiei arată că, în medie, într-un an albia minoră furnizează aproximativ 40% din aluviunile în suspensie, iar bazinul versant, restul, de 60%.

În timpul viiturilor de vară, bazinul versant poate furniza, 80 – 90% din aluviuni, aportul albiei, deşi important, este inferior bazinului. Dimpotrivă, scurgerea de toamnă – iarnă este eficientă în punerea în mişcare a aluviunilor din malul albiei (70 – 80%) când aportul versanţilor se diminuează. Observarea acestui raport în perioada 1990 – 1992 accentuează în mod deosebit rolul viiturii din iunie 1991. Din 75 402 t aluviuni în suspensie măsurate în 1990, 72,3%

provin din albie, din 2 462 241 t aluviuni în suspensie măsurate în 1991, doar 9,7% provin din albie, iar în 1992, din 18 309 t aluviuni în suspensie, 37,9% au proveniența în albie.

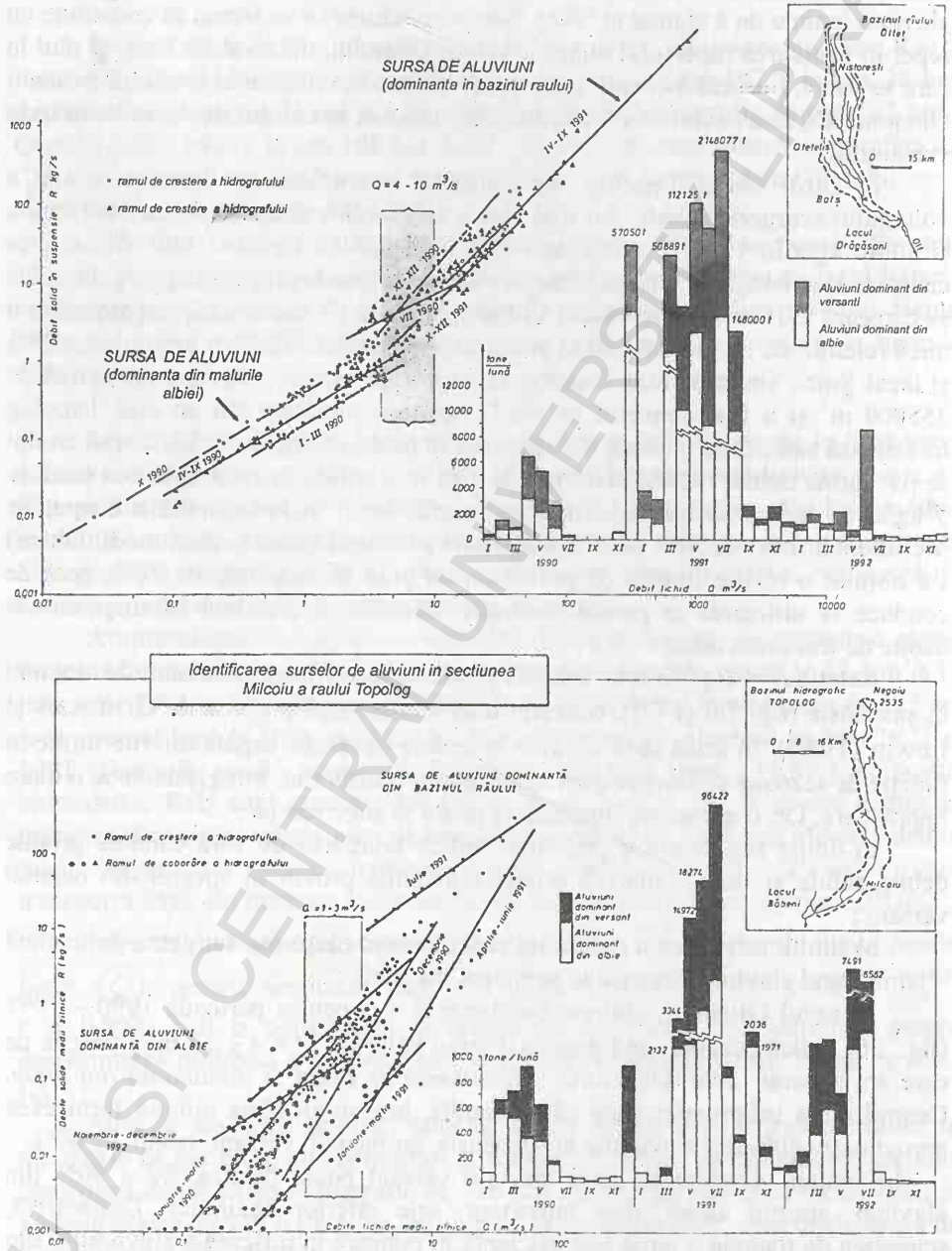


Fig. 7.6. Identificarea surselor de aluviuni pe baza măsurătorilor zilnice de aluviuni în suspensie în secțiunea Balș a râului Olteț și secțiunea Milcoiu a râului Topolog.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cazul Topologului, variabilitatea corelațiilor este mai mare datorită numeroaselor intervenții antropice asupra scurgerii, cum am arătat mai sus. Cu toate acestea, rezultatele arată o pondere apropiată de cea a Oltețului; astfel, în secțiunea Milcoiu, pe ansamblu, versantul furnizează 58% din aluviunile în suspensie, iar albia minoră 42%. În anii cu viituri (1991, de exemplu), versanții pot deveni mult mai importanți (au furnizat 79% din aluviuni), iar în anii secetoși, albia minoră devine sursa principală (în 1990 aceasta a produs 51% din totalul aluviunilor în suspensie tranzitate).

În total, cantitatea de aluviuni în suspensie ce intră în secțiunea Milcoiu este de 162,8 t/km^2/an care provin de pe un bazin de 197 km^2, respectiv, diferența de la lacul Șuici și secțiunea Milcoiu. Considerăm aceasta deoarece, așa cum am arătat, succesiunea celor 3 baraje din amonte permite tranzitarea unei mici cantități de aluviuni în suspensie. Înaintea amenajării lacului Șuici cantitatea de aluviuni tranzitate era de cca 80.000 t/an.

b2. Analiza granulometrică a aluviunilor în suspensie

A fost realizată folosind depunerile solide rezultate din filtrarea probelor de apă colectate la stațiile hidrometrice Oteteliș și Balș. Separarea fracțiunilor de un anumit diametru a fost posibilă cu ajutorul fotocolorimetrului "Dr.Lange". Probele au cântărit între 5 – 10 g material solid colectat de pe filtre. Față de conținutul mediu de nisip al aluviunilor în suspensie pentru râuri situate în diferite medii fizico-geografice, râul Olteț transportă un procent mai mare din aceste particule (de peste 50%). El este comparabil cu tipul de transport aluvionar în suspensie al râurilor care traversează zone cu depozite friabile cum sunt Podișul de Loess din China sau Deșertul Arizonei din S.U.A. De asemenea, este comparabil cu transportul aluvionar al râului Argeș, amonte de secțiunea Oiești .

Tipul de material transportat în suspensie reflectă compoziția granulometrică a depozitelor sursă, formate în proporție de 85 - 90% din nisipuri, pietrișuri, loessuri, argile. De altfel, recoltarea de probe de "sol nederanjat", din malurile albiei minore, din taluzuri și deschideri geologice, a condus la obținerea de informații asupra compoziției granulometrice a depozitelor sursă de aluviuni. Reprezentarea grafică comparată a materialului sursă – a aluviunilor din malul albiei minore a râului – a aluviunilor în suspensie transportate de râu (fig. 7.7) arată caracterul dominant nisipos, atât al sursei de aluviuni, cât și al aluviunilor transportate. Astfel se explică și compoziția granulometrică a depozitelor din malurile albiei minore a râului Olteț care se corelează cu depozitele din patul albiei, în sensul că domină nisipurile în procente de 75 – 100%, iar în sectorul inferior (aval de Balș) apar pietrișuri remaniate. De altfel, situația este comparabilă din acest punct de vedere între Olteț și Topolog (fig.7.7).

Aceste observații ne conduc la concluzia că transportul selectiv în lungul râului Olteț este mai puțin evident: între sursă, în care nisipurile reprezintă peste 90%, și aluviunile în suspensie ale râului Olteț la Balș în care nisipurile reprezintă 54%, există o "pierdere" doar de 36% pentru fracțiunea de nisip. În schimb,

creşte procentul de praf (41%) şi argile (5%), particule care sunt slab reprezentate la nivelul sursei.

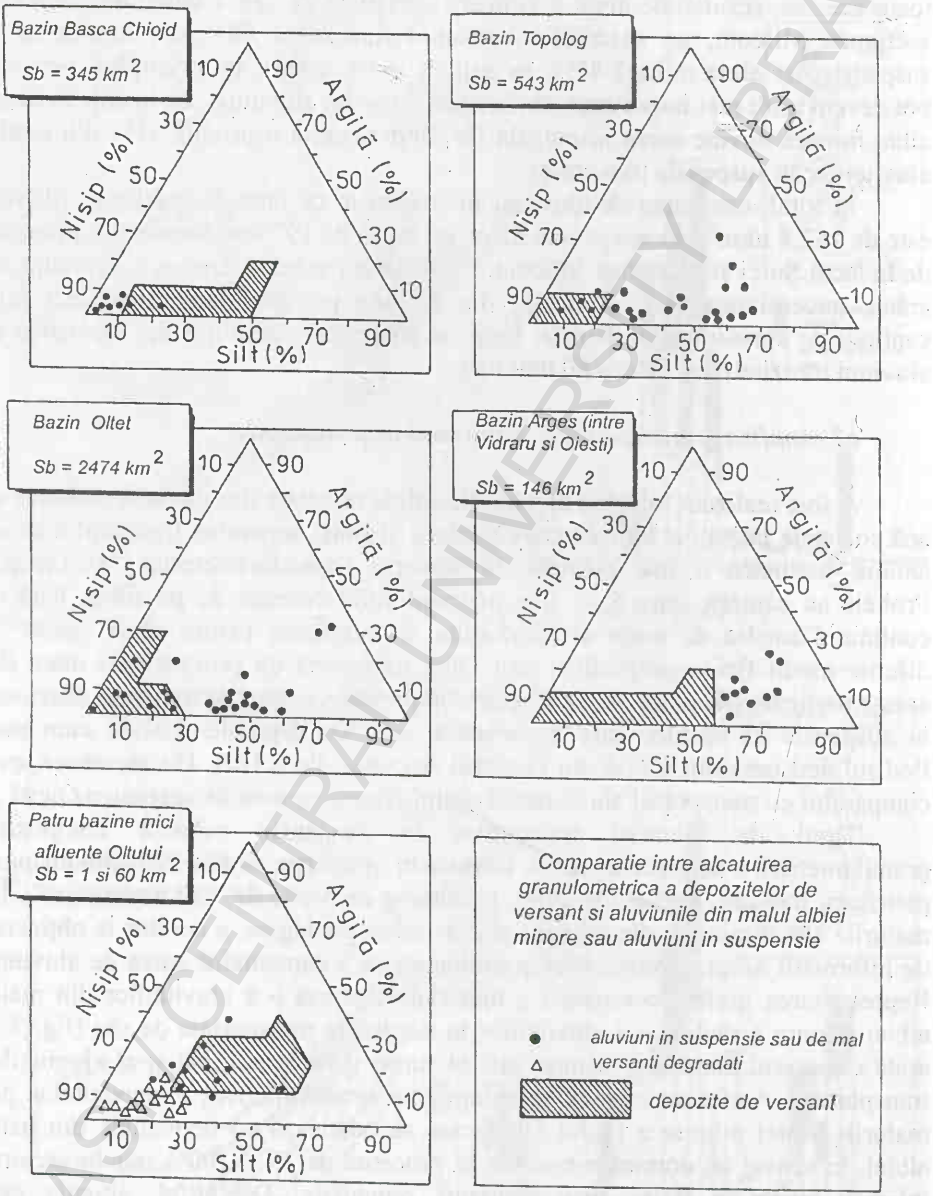


Fig. 7.7. Comparaţie între compoziţia granulometrică a depozitelor de versant, a aluviunilor din mal şi a aluviunilor transportate în suspensie în lungul mai multor râuri studiate de noi. Între acestea, sunt incluse Olteţ şi Topolog.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calculând raportul de îmbogățire (*RI*) în argilă a aluviunilor în suspensie după formula:

$$RI = \frac{\text{Procent de argilă din aluviuni suspensie}}{\text{Procent de argilă din materialul sursă}}$$

am obținut valori cuprinse între 1,016 şi 1,25. Cu cât valoarea acestui raport este mai mare, cu atât rata de eroziune în bazin este în descreştere. Dimpotrivă, un raport mic, ca şi cel calculat mai sus, semnifică o rată mare de eroziune, iar mediul de transport este capabil să evacueze particule mari, de dimensiunea nisipului. De altfel, cea mai mare cantitate de aluviuni (de aproape 90%) este transportată în suspensie în secțiunea Balş.

b3. Debitul solid târât.

Debitul solid târât transportat de râul Olteț a fost evaluat prin două metode indirecte :

-metoda Mayer – Peter şi Muller, a cărei paşi de aplicare sunt dați în National Engineering Handbook (1983) al Serviciului de Conservare a Solului din S.U.A.

-metoda bilanțului aluviunilor în secțiunile transversale de albie minoră pe timp îndelungat (cf. Neill, 1987).

Prima metodă se bazează pe binecunoscuta formulă de calcul a debitului târât Mayer – Peter şi Muller obținută prin numeroase experimente de laborator şi testări în natură. Introducând datele solicitate de formulă pentru secțiunea Balş : panta : 0,00135 m/m ; D_{50} : 0,95 mm ; $\overline{Q}$: 8.62 m^3/m, am obținut că debitul târât poate avea valori de 4,46 kg/s. Raportat la debitul de aluviuni în suspensie, rezultă că debitul solid târât reprezintă aproximativ 11% din debitul de aluviuni în suspensie.

A doua metodă se bazează pe bilanțul depozitelor obținut într-o secțiune dată prin suprapunerea traseelor albiei minore din două perioade de evoluție a acesteia. Pentru realizarea măsurătorilor, albia râului a fost secționată în 8 tronsoane din ratiuni cartografice, de la Balş până la confluența cu râul Olt (lacul Drăgăneşti). Sectoarele au fost apoi divizate în 34 de profile transversale. În fiecare sector s-au măsurat lungimea pe care se realizează eroziunea (*E*) şi înălțimea malului erodat. De asemenea, s-a măsurat lungimea pe care s-a realizat acumularea (*A*) (în renii, ostroave laterale etc). Aşa cum se poate constata, lungimea sectoarelor nu este uniformă în lungul râului. Cunoscând că perioada de timp care a trecut între cele două cartografieri este de 14 ani, am putut calcula rata proceselor de eroziune, respectiv, de acumulare. Folosind formula propusă de Neill (1987):

BCU CLUJ "GEORGE BARIȚIU" UNIVERSITY LIBRARY

$$Qs = L \cdot h \cdot \frac{dE}{dt}$$

în care Qs = debitul solid târât; L – lungimea sectorului luat în considerare; h – înălțimea malului erodat; E – rata eroziunii; t – perioada de timp luată în calcul, s-a obținut valoarea debitului solid de aluviuni intrate în albia minoră, în m^3/an. Totodată, s-a determinat şi valoarea medie a greutății volumice pentru aluviunile râului Olteț, aceasta fiind făcută pe baza probelor recoltate din mai multe puncte. Valoarea medie a greutății volumice este de 1,77 t/m^3. Având toate aceste elemente s-a obținut debitul solid târât în tone/an.

Valoarea acestuia este de 134 756,7 t/an şi reprezintă 9,5% din cantitatea de aluviuni în suspensie măsurată la Balş. În concluzie, *valorile de 9 – 11%* obținute prin metode diferite de evaluare a debitului solid târât pot fi luate în calcul pentru realizarea bugetului de aluviuni.

În cazul râului Topolog, pentru sectorul Tigveni-Milcoiu-Galicea, Călinoiu et al. (1988) evaluează un debit târât al râului Topolog de 38% din cel în suspensie. În ce ne priveşte, aplicând metodologia Neill (1987), care se bazează pe bilanțul eroziune-acumulare în sectorul Şuici-Băbeni am dedus că:

- pe o lungime de 54 km între Şuici şi confluența cu lacul Băbeni există 106 sectoare, cu lungimi între 100 şi 1125 m, în care rata eroziunii laterale a înregistrat valori cuprinse între 2 şi 14 m/an;
- înălțimea malului albiei minore rareori depăşeşte 1,5 m;
- multiplicând lungimea sectorului de eroziune cu înălțimea albiei şi rata eroziunii am obținut în m^3/an, valoarea debitului solid de aluviuni intrat în albie şi care este de 410.808 m^3/an pentru întreg sectorul între Suici şi confluența cu Topolog;
- folosind greutatea volumetrică de 1,53 gr/cm^3, am evaluat că debitul solid târât pentru râul Topolog poate atinge *36% din debitul solid în suspensie.*

c) Evaluarea bugetului de aluviuni al bazinului Olteț.

Pentru evaluarea aluviunilor transportate de principalii afluenți ai râului Olteț a trebuit să plecăm de la realitatea că pe nici un afluent din cei aproape 120 afluenți direcți în lungul Oltețului nu există măsurători directe asupra cantității de aluviuni transportate. În consecință, am fost nevoiți să apelăm la estimări indirecte ale mărimii debitelor solide, folosind metodologia de calcul al raportului de efluență aluvionară (Roehl, 1964; Walling, 1986; Ichim et al., 1998 etc).

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

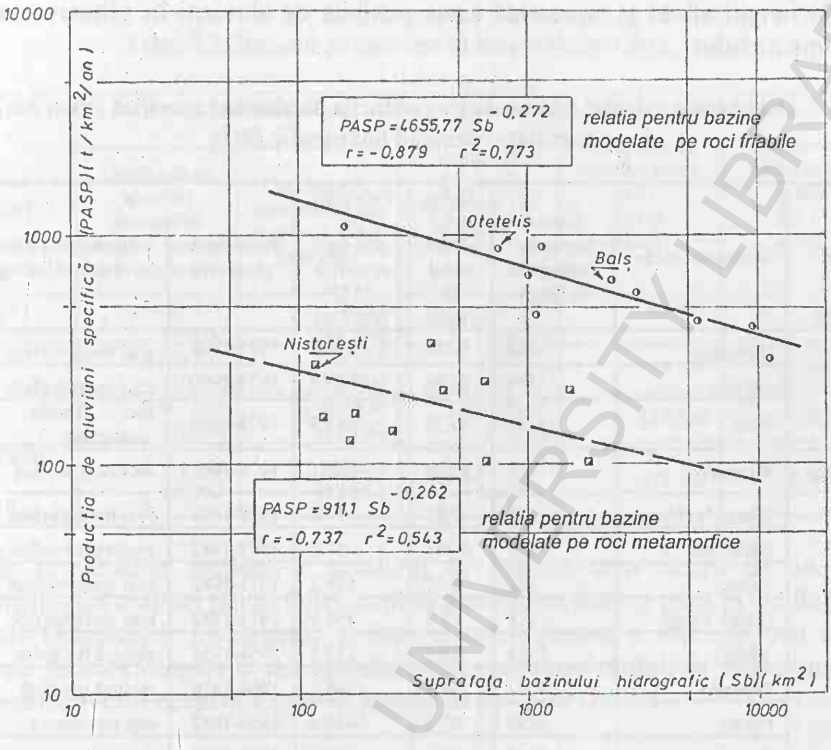


Fig. 7.8. Relații pentru calculul producției specifice de aluviuni în bazinul râului Olteț.

Metodologia, combinată cu folosirea ecuației Wischmayer-Smith (1968) este recomandată și folosită de Serviciul de Conservare a Solului din S.U.A. (National Enginering Handbook Section 3, 1983). Anterior, a fost aplicată de noi și pentru situații din bazinele hidrografice Oltul superior, Argeș, Jiu, Buzău, Putna (Vrancea), Bârlad ș.a. cu rezultate rezonabile.

În această concepție am obținut două relații între producția de aluviuni specifică (*PASP*, în t/km ^{2} /an) și mărimea suprafețelor de drenaj (*Sb*, în km^2), distinct, pentru două litologii dominante în bazinele de drenaj (roci metamorfice, pe de o parte, și roci friabile, de molasă sau pliocen-cuaternare, pe altă parte)(fig. 7.8). S-au folosit date din măsurători făcute în secțiunea hidrometrică națională pe un interval de timp cuprins între 1958 – 1991, pentru râuri situate în condiții fizico-geografice, relativ, asemănătoare (tabel 7.2) cu cele din bazinul râului Olteț.

Aceasta a fost baza de estimare a producției de aluviuni din bazinele afluenților râului Olteț. Cantitatea de material pus în mișcare în bazinele afluente Oltețului a fost astfel evaluată la 11, 5 milioane tone/an și reprezintă rezolvarea primei părți a ecuației bugetului de aluviuni. Din această cantitate, doar 18,6% ajunge în albia principală a râului și reprezintă efluența aluvionară. Cantitatea respectivă, de peste 2,1 milioane tone/an, reprezintă aluviunile estimate a intra în lacul Drăgănești prin intermediul râului Olteț (tabel 7.3). Cea mai mare parte a materialelor erodate din bazin sunt stocate în diverse puncte, la baza versanților

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sau în lungul albiei şi reprezintă surse posibile de aluviuni în viitoare etape de evoluţie a râului.

7.2. Date pentru calculul relaţiei dintre producţia de aluviuni specifică (t/km^2/an) şi suprafaţa bazinului hidrografic (S_b)

Râul	Secţiunea de râu	Supraf. bazinului hidrografic S_b (km^2)	Debit solid Mediu anual R (kg/s)	Producţia de aluviuni specifică PASP (t/m^2/an)	Perioada de observaţii	Litologia dominantă în bazinul hidrografic
Olteţ	Nistoreşti	122	1.156	292.9	1974-1990	roci metamorfice
	Oteteliş	716	21.56	949.6	1974-1990	roci metamorfice
	Balş	2131	39.39	665.9	1974-1989	roci friabile pliocene cuaternare
Topolog	Milcoiu	427	2.804	207.1	1976-1992	roci crist.molasă
Jiu	Cîmpu lui Neag	159	0.26	51.6	1958-1991	roci metamorfice
	Bărbătani	301	0.055	57.6	1973-1982	roci metamorfice
	Iscroni	502	9.22	579.2	1973-1982	roci metamorfice
	Borzii Vineţi	115	17.5	494.9	1973-1982	roci metamorfice
	Vădeni	1421	10.7	237.5	1954-1956	molasă neogenă
	Peşteana	3047	54.7	566.1	1964-1978	molasă neogenă
	Filiaşi	5239	92.3	440.6	1959-1982	dep.cuaternare
	Podari	9253	142.0	405.6	1959-1982	dep.cuaternare
	Zăval	10046	130.0	326.5	1964-1982	dep.cuaternare
Jiu de Est	Lonea	135	0.71	165.8	1967-1991	roci metamorfice
Bistriţa	Teleşti	270	1.26	147.2	1958-1991	roci metamorfice + molasă
Jaleş	Stolajani	154	0.646	132.3	1958-1991	roci metamorfice + molasă
Tismana	Godineşti	126	0.612	153.2	1959-1991	roci metamorfice + molasă
	Călnic	360	4.06	355.6	1968-1991	roci metamorfice + molasă
Gilort	Turburea	1029	21.6	661.9	1967-1991	roci metamorfice + cuater.
Motru	Broşteni	646	4.6	224.5	1958-1991	molasă neogenă
	Faţa Motrului	1703	6.02	111.5	1958-1991	molasă neogenă
Drincea	Cujmir	680	2.21	102.5	1967-1991	molasă neogenă
Desnăţui	Lipov	611	0.302	15.6	1954-1991	roci cuaternare
	Gorcea	1710	0.544	10.0	1973-1991	roci cuaternare

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabel 7.3. Bugetul de aluviuni în lungul râului Olteț

Sectorul Secțiunea	Producția de aluviuni (t/an)		Cantitatea de aluviuni în suspensie (S) (măsurat)	Cantitatea de aluviuni târâte (T) (t/an) (calculat)	Afluența aluvionară totală (S+T) (t/an)
	Cantitatea de aluviuni produsă de bazinul versant (calculat)	Cantitatea de aluviuni intrată în albia r. Olteț (calculat)			
Nistorești	111 154 (100%)	33 293 (29.9%)	36 461 (32.8%)	13 855	50 316
Oteteliș	2 766 852 (100%)	718 977 (25.9%)	679 915 (24.6%)	70 325	750 242
Balș	9 357 922 (100%)	1 410 830 (15.1%)	141 9033 (15.2%)	134 808	1 553 841
Confluența cu Lacul Drăgănești	11 518 944 (100%)	2 148 000 (18.6%)	1 935 265 (16.8%)	213 800	2 148 000

În următoarea secțiune a studiului de caz ne vom ocupa de analiza geomorfologică a albiei râului Olteț, aval de localitatea Balș și până la confluența cu lacul Drăgănești. Investigația a fost necesară pentru a înțelege mai bine procesele geomorfologice în cea mai dinamică secțiune a râului, cu efecte directe asupra obiectivului economic avut în atenție de pe valea Oltului.

d) Evaluarea bugetului de aluviuni al bazinului Topolog, aval de lacul Șuici.

Pentru evaluarea surselor de aluviuni din bazinul râului Topolog, accentul s-a pus pe cartarea geomorfologică. Diferența de bazin între barajul Șuici și lacul Băbeni este de 297 km^2 și, din motivele pe care deja le-am arătat, reprezintă suprafața de pe care Topologul poate colecta și tranzita aluviuni spre lacul Băbeni. Astfel, pe o lungime de 54 km, râul Topolog primește mai mulți afluenți de ordinul I-V, dar au fost luați în considerare doar cei de ordinul III-V care introduc în albie cantități ceva mai însemnate de aluviuni. Pentru aceste calcule s-au utilizat aceleași relații din fig. 7.8

Însumând producția de aluviuni a celor 48 de bazine mici ce intră în râul Topolog între Șuici și Băbeni rezultă un total de 876.019 t/an stoc de aluviuni mobilizate în bazinele respective.

Din acestea ajung în golful Băbeni 169.200 t/an, adică 19,3% sub formă de aluviuni în suspensie și târâte. Volumul de sedimente expuse în golful Băbeni pe o suprafață de aproximativ 75 ha la data de 26 aprilie 1993 a fost evaluat la 783.690 tone, adică 156.738 t/an, cifră relativ apropiată cu cea prezentată mai sus.

Potrivit datelor de care dispunem, bugetul de aluviuni în lungul râului Topolog este cel din tabelul 7.4. Efluența aluvionară la intrarea în lacul Băbeni este de 169.200 t/an aluviuni, din care 69.372 t/an sunt aluviuni târâte, iar 99.828 t/an aluviuni în suspensie. Aceste valori sunt cele care au interesat beneficiarul

CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pentru a calcula durata de viață a lacului Băbeni şi a-şi lua măsurile de protecție pentru creşterea duratei acestuia.

Tabel 7.4. Bugetul de aluviuni în lungul râului Topolog

Secțiunea	Eroziunea efectivă sau stoc depozite mobilizat din bazinul versant (tone/an)	Efluența aluvionară (% din producția de aluviuni)			
		Evaluate în funcție de ordinul de rețea	Evaluate în baza relației $PASP = f(Sb)$	Evaluate pe baza transportului selectiv al nisipului	Evaluate pe baza conținutului de praf-argilă a depozitelor din bazin
Confluența cu r. Topologel	21594	5614	13703		
Şuici	425523	85105	64556		
Milcoiu	643887	128777	146388		
Confluența cu Lacul Băbeni	876019 (100%)	175204 (20%)	169200 (19,3%)	219005 (25%)	156738 (25%)

7.2.3. Cercetările de supraveghere geomorfologică a exploatării amenajărilor şi impactului asupra reliefului

După ce s-a făcut radiografia geomorfologică a amplasamentului, odată cu formarea lacului, se declanşează şi întreține sistematic un program de observații şi măsurători asupra :

-stabilității versanților din vecinătatea imediată a lacului;

-dinamicii țărmurilor, ştiindu-se că în prima fază de formare a lacului, modificările sunt adesea brutale;

-dinamica formațiunilor torențiale, a altor procese morfogenetice (curgeri de pietre, avalanşe etc) pe versanții adiacenți lacului şi în zona barajului;

-dinamica proceselor de colmatare, ca rată a intrării sedimentelor în lac, dar şi ca mobilitate a acestora în aria cuvetei; şi îndeosebi a deplasării aşa numitului "prism" de aluviuni;

-dinamica aşa numitului "volum mort" al unui lac (pe cât posibil deplasarea sedimentelor aici);

-modificările prin decolmatări periodice (sau spălări hidraulice ş.a).

Principalele mijloace de investigații rămân cele devenite tradiționale, respectiv reperaje geodezice, măsurători topobatimetrice periodice, aerofotogrametrie, toate datele obținute urmând a fi analizate cauzal. Pentru ca datele obținute să fie relevante, sunt necesare cât mai multe rețele de măsurători, surprinderea unor perioade caracteristice în desfăşurarea lor, un timp cât mai îndelung de supraveghere.

Ce înseamnă perioade caracteristice? În cazul țării noastre ele implică atât perioadele ce surpind rolul sezonalității, dar şi perioade mai lungi pentru suprinderea recurenței unor evenimente de mărime excepțională (asigurarea de

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1%; 0,1 % şi 0,01 % şi chiar 0,001 % dacă este posibil, ceea ce pentru precipitaţii şi viituri este posibil de calculat). Înseamnă în acelaşi timp a ne raporta la specificitatea regimului exploatării amenajării.

Să luăm exemplul lacului Izvoru Muntelui. Fiind un lac de regularizare bi- şi multianuală, exploatarea lui se face, între altele, astfel încât în perioadele cu deficit de umiditate din sudul Moldovei şi Câmpia Siretului să poată fi uzinate apele lui încât să ajungă spre aceste regiuni în vederea asigurării irigaţiilor (construcţia lacului Călimăneşti-Adjud pe râul Siret a avut şi rolul de a prelua cascada Bistriţei şi Siretului şi pentru a o transfera în viitorul sistem de irigaţii Bărăganul – un proiect abandonat după 1989, dar se pare că nu în mod definitiv). Amplitudinea de variaţie a nivelului expune alternativ peste 2/3 din cuveta lacului, ceea ce dă un caracter distinct, în special proceselor de ţărm şi migrării "prismului de sedimente" spre baraj, ceea ce conduce la creşterea duratei de viaţă a lacului. De altfel, zona lacului Izvoru Muntelui a fost cel mai bine echipată pentru observaţii geomorfologice, aici realizându-se trei teze de doctorat din categoria cercetărilor de supraveghere geomorfologică a exploatării amenajărilor şi impactului asupra reliefului (M.Rădoane, 1983; Surdeanu, 1987; N. Rădoane, 1988).

Baza de date extrem de consistentă de care dispune acest important lac de baraj din România ne-a condus la obţinerea unor informaţii de mare rafinament privind formarea şi evoluţia aşa-numitor « delte antropice » sau modele de evoluţie a ţărmurilor şi a retragerii falezelor. Particularitatea deosebită a lacului Izvoru Muntelui este dată de marea oscilaţie anuală a nivelului apei lacului, de peste 33 m. În aceste condiţii, avansarea « prismului deltaic » spre interiorul lacului a fost deosebită faţă de lacurile cu nivele relativ fixe ale apei. De aceea, am acordat o atenţie deosebită acestui fenomen, ştiută fiind posibilitatea pe care o oferă timpul relativ scurt în care se succed procesele geomorfologice, asemenea condiţiilor oferite de un laborator.

La cota de 480 m (nivelul minim înregistrat al lacului) funcţionează un *prag de discontinuitate dinamică* în distribuţia sedimentelor. Aceasta se reflectă în variaţia grosimii, granulometriei, stratificaţiei, structurii şi greutăţii volumetrice ale sedimentelor, iar corelaţiile între aceste caracteristici şi adâncimea apei lacului (fig. 7.9 A, B) evidenţiază clar acest prag.

Arealul situat sub nivelul de funcţionare al pragului de discontinuitate a fost denumit *arealul de sedimentare lacustră.* Tendinţa de evoluţie a acestuia este asemănătoare celei de formare a *bazinele centrale lacustre* din marile lacuri glaciare Geneva şi Constanţa, unde s-au acumulat sedimente de grosimi de până la 100 m.

În această etapă de evoluţie, în lacul Izvoru Muntelui, aria de sedimentare lacustră are o suprafaţă de circa 1450 ha, respectiv, 51% din suprafaţa întregii cuvete. Ritmul de sedimentare este de 0,5 – 1 cm/an şi se realizează aproape uniform. Sursa principală de sedimente este constituită din suspensii minerale şi organice (sestonul). Suspensiile minerale provin, în principal, din curenţii de turbiditate longitudinali. Variaţia sezonieră a transparenţei apei lacului este unul

dintre indicatorii importanți ai turbidității și oferă unele aspecte despre legătura dintre curenții de turbiditate și viiturile pe principalii afluenți.

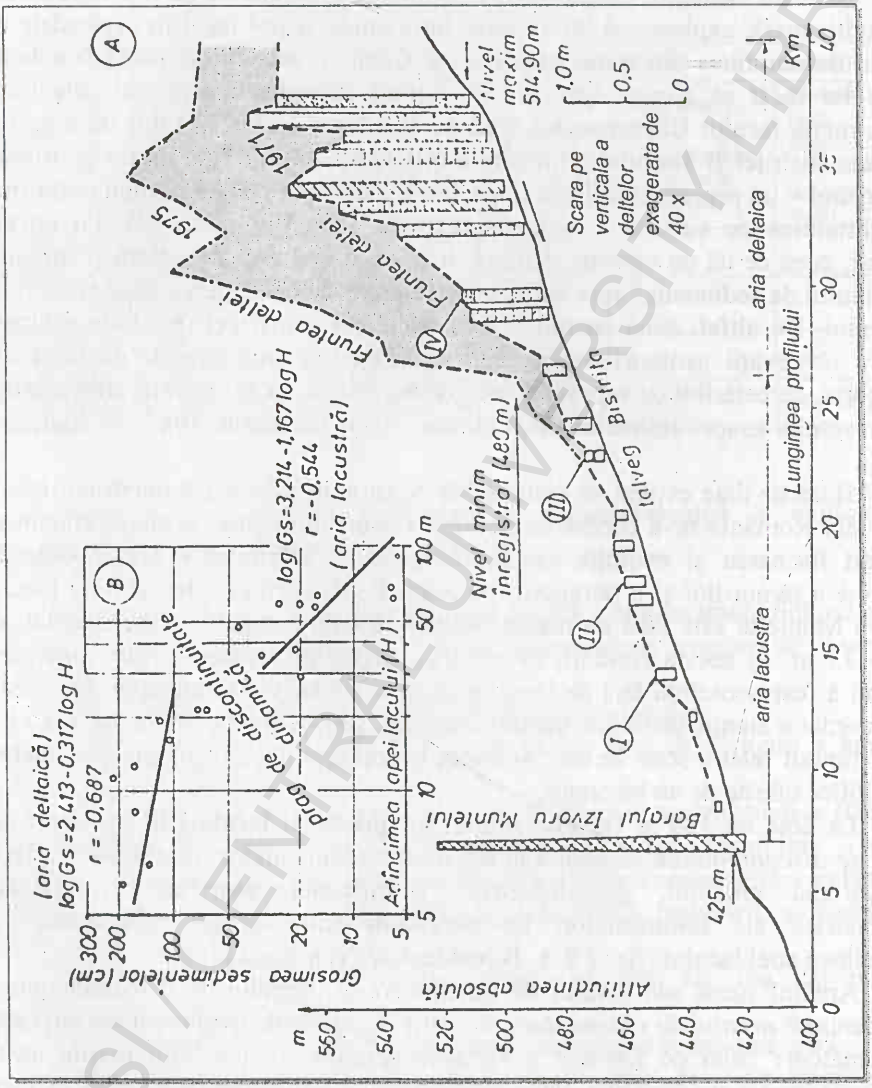


Fig. 7.9. A.Repartiția grosimii sedimentelor în profilul longitudinal al cuvetei lacului Izvoru Muntelui . B. Discontinuitatea dinamică pusă în evidență între grosimea sedimentelor și adâncimea apei (M.Rădoane, 2004).

Aria de formare a deltelor sau aria deltaică ocupă partea din bazinul lacustru aflată peste cota de funcționare "pragului de discontinuitate dinamică", respectiv, mai sus de 480 m. În această etapă de evoluție, aria deltaică ocupă o suprafață de 824 ha (circa 28 % din suprafața cuvetei lacului) și este reprezentată

BCU SI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

de principalele zone de confluență: Bistrița, Bistricioara, Hangu, Buhalnița ș.a. Ritmul mediu de colmatare în această arie a fost apreciat la 4 – 8 cm/an, determinate pe baza măsurătorilor pe profile fixe.

În evaluarea rolului oscilațiilor de nivel, am plecat de la premiza că nivelul lacului poate fi interpretat ca *nivel de bază local* cu o dublă funcție: *nivel de bază local al eroziunii* din bazin, mai jos de care eroziunea, practic, încetează; și *nivel de bază local al acumulării* subacvatice, mai sus de care acumularea în condiții subacvatice încetează. Și, întrucât, nivelul apei lacului prezintă o mobilitate accentuată în timp și spațiu, ariile deltaice sunt supuse, periodic, sedimentării și eroziunii.

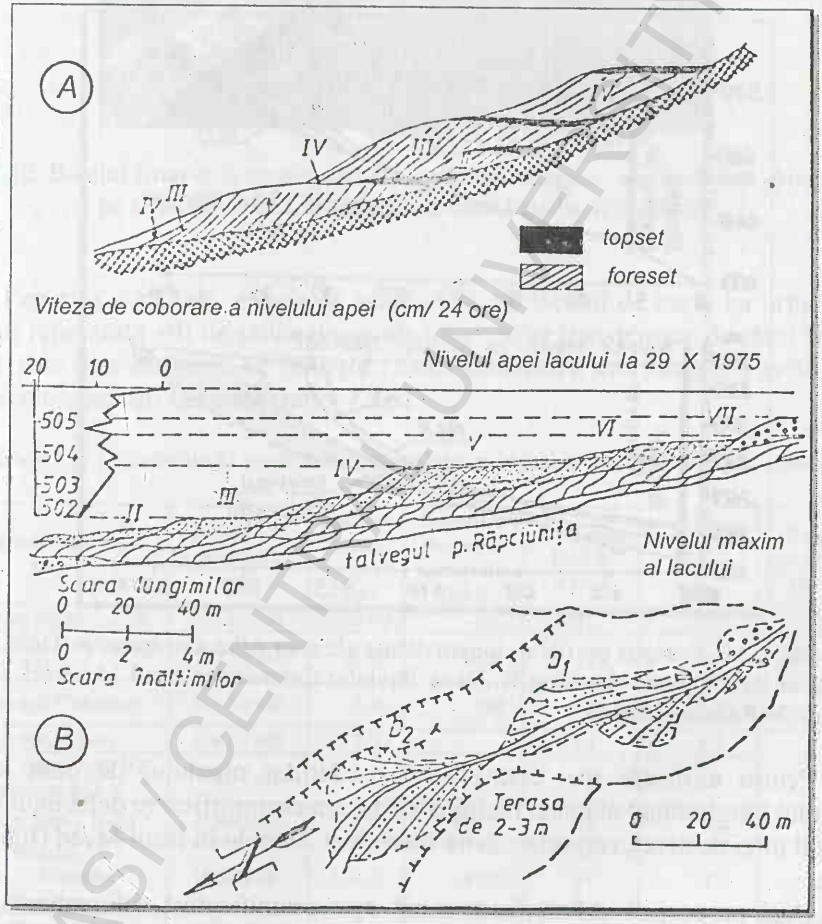


Fig. 7.10. Dinamica acumulărilor deltaice în condiții de variație a nivelului de bază. A. Profil ipotetic al unor depuneri deltaice în timpul unor creșteri rapide ale nivelului mării (cf. van Straaten, 1960, cit Reineck & Singh, 1975).B. Dinamica formării microdeltelor în condițiile variațiilor de nivel ale lacului Izvoru Muntelui (M.Rădoane, 2004).

B.C.U. M. EMINESCU "IAȘI" GEOLOGIE-GEOGRAFIE
BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cercetările detaliate asupra sedimentelor din golfurile mai mici ale lacului Izvoru Muntelui ne-au condus la sintetizarea schemei conceptuale din fig. 7.10 şi la concluziile de mai jos:

- *în regimul de oscilaţie al nivelului unui lac pe o mare amplitudine, frecvenţa cea mai mare a unei staţionări relative a anumitor nivele duce individualizarea de microdelte, poziţia lor depinde însă de cota lacului când a avut loc ultima viitură.*

- *în lacurile cu mari amplitudini de nivel, cele mai mari viituri accelerează tendinţa de integrare a microdeltelor într-o deltă unică.*

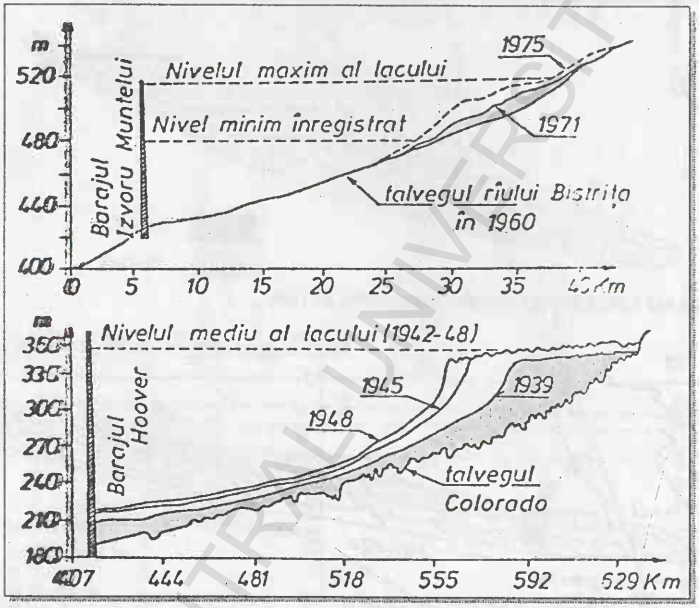


Fig. 7.11. Evoluţia profilelor longitudinale ale unor delte antropice: A. Delta râului Bistriţa în lacul Izvoru Muntelui; B. Delta fluviului Colorado în lacul Mead (cf. Gould, 1960, cit.M.Rădoane, 2004).

Pentru a ilustra mai clar efectul oscilaţiilor nivelului de bază asupra profilului longitudinal al deltei râului Bistriţa, am exemplificat şi delta unui lac cu oscilaţii mici de nivel, respectiv, delta fluviului Colorado în lacul Mead (fig. 7.11, 7.12).

Deşi proporţiile diferă foarte mult este semnificativă diferenţierea între morfologia deltelor formate în lacurile Izvoru Muntelui şi Mead, impusă de variaţiile de nivel, îndeosebi, asupra frunţii deltei. Astfel, la deltele Colorado, discontinuitatea ce se realizează în zona de frunte (a cărei pantă este de 19‰) se păstrează nealterată în procesul de migrare (progradare), în timp ce la delta râului Bistriţa, panta (doar de 4,1‰) descreşte ca efect al tendinţei de deplasare a deltelor mult spre interiorul lacului.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

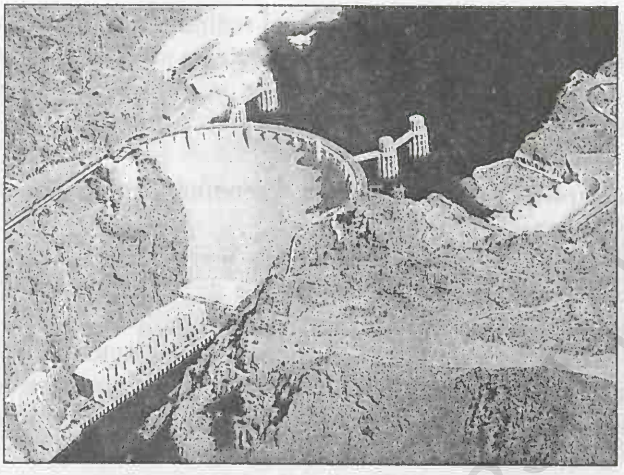


Fig. 7.12. Barajul Hoover în spatele căruia s-au acumulat apele Lacului Mead. Amenajat pe albia fluviului Colorado (foto Enciclopedia Wikipedia).

Pentru a conchide, zonele de confluență ale lacului de baraj cu principalii afluenți reprezintă arii de sedimentare ale aluviunilor transportate de râuri şi sunt părțile cele mai active în ce privește ritmul schimbării morfologiei cuvetei şi a reducerii capacității lacurilor (tabel 7.5).

Tabel 7.5. Dimensiunile unor delte acumulate în lacuri de baraj (Rădoane, 2004)

Râul, lacul de bataj, țara	Perioada de observație (ani)	Volumul lacului (mil. m^3) (km)	Suprafața bazinului hidrografic (km^2)	Lungimea lacului (km)	Lungimea deltei la vârf (km)	Rata de progradare (m/an)
Colorado, Mead. S.U.A.	1935-1948	36700,00	629	111	74	5307
North Platte, Guernsey, S.U.A.	1927-1962	91,00	420	24	18	420
Anchicaya, Columbia	1955-1960	5,10	750	3	2,2	200
Kukuan, China	1961-1963	17,00		3,5	2.3	730
Whites Creek, Watts Bar, Tennessee, S.U.A.	1942-1966		310		2.7	100
Bhakra, Sutlej, India	1959-1966	7438,00	56876	85	61	1866
Bistrița, Izvoru Muntelui România	1960-1980	1230,00	4200	31	17	606
Argeş, Piteşti, România	1970-1976	4,47	3096	5	4,8	750
Gilău, Someşu Mic România	1972-1977	3,66	320	2,2	2	170

Pentru a căpăta o imagine mai clară asupra ariei deltaice a lacului Izvoru Muntelui, redăm câteva date comparative referitoare la mai multe delte formate în alte lacuri de baraj. Aceasta motivează o analiză dirijată pe principalele probleme

EUROPEAN UNIVERSITY LIBRARY

ce se pun în legătură cu: grosimea şi volumul sedimentelor, morfologia deltelor în funcţie de forma bazinului lacustru, de oscilaţiile de nivel, de tipul de depozite ce intră în alcătuirea acestora, migrarea deltelor şi dinamica zonelor adiacente şi problema colmatării lacurilor de baraj.

7.2.4. Implicarea cercetărilor geomorfologice pentru evitarea accidentelor de baraje

Cum bine se ştie, avariile şi distrugerile de baraje sunt, în primul rând, o preocupare a cercetărilor de inginerie. Institutul de Studii şi Proiectări Hidroenergetice a publicat o amplă prezentare a accidentelor de baraje pentru a fi cunoscute şi a se evita greşelile vechi. De aici se poate aprecia că o mare parte a accidentelor au la origine o subestimare sau o cunoaştere insuficientă a tendinţei de evoluţie a unor caracteristici ale factorilor de mediu, precum: proprietăţi ale rocii de amplasament sau din bazine limitrofe lacului; fenomene extreme ce pot apărea în scurgerea râurilor; efectul temperaturii, în special, în regiuni cu temperaturi negative etc.

Din nefericire, omenirea a cunoscut de-a lungul timpului numeroase accidente de baraje, unele cu consecinţe devastatoare. O statistică ONU (e drept la nivelul 1976) arăta că 40% din accidente s-au datorat cedării fundaţiilor (deci geotehnicii); 25%, din cauza capacităţii insuficiente a descărcătorilor; 12 %, datorită rezistenţei insuficiente a structurilor; 10%, tasării terenurilor; 15%, altor cauze, între care alunecări de teren, cutremure, război. La nivelul anului 1988, din cele 36 000 de baraje inventariate, la 300 s-au raportat accidente. În anul 2005, în S.U.A. s-au inventariat 75 900 baraje, din care o treime au fost considerate cu risc înalt sau important pentru viaţă şi propietăţi. Din analiza a peste 300 de cazuri de accidente de baraje, s-a constatat că 35% din accidente sunt din cauza fundaţiilor şi 40% din diverse cauze (Hidrotehnica, 1979). O altă statistică relativ la tipul barajelor avariate (Focşa, 1978), 56,4% au fost baraje de pământ, 25,6% baraje de greutate, 6,4% baraje în arc, 4,2% baraje cu contraforţi, 3,2% baraje din anrocamente, 4,2% alte tipuri. La nivelul anilor '80, probabilitatea de accidente de baraje era de 10%, ceea ce statistic, gradul de siguranţă este nesatisfăcător (Cerchez, Ghiorghiescu, 1980) (fig. 7.13).

Chiar dacă ne raportăm doar la aceste statistici se poate deduce foarte clar răspunderea ce ne revine pentru aprecierea cu cât mai multă claritate a condiţiilor geomorfologice din aria de amplasament, răspunderea pentru prognoza proceselor, unde amatorismele nu au ce căuta pentru că uneori pagubele depăşesc cu mult costurile pentru amenajare. Aşa se explică faptul că I.C.O.L.D. (Comisia Internaţională a Marilor Baraje) a luat măsuri, fiinţând Comisii guvernamentale de securitate a barajelor. In SUA există o comisie care a controlat peste 9000 de baraje, declarându-se periculoase cca. 1000 baraje şi dându-se ordine de a scădea sau evacua apa din cca 50 lacuri. De altfel, unul din scopurile înfiinţării acestei comisii a fost prevenirea accidentelor de baraje prin însuşirea aşa numitor « Lecţii din incidente la baraje » (ICOLD, 1996).

BCU "STEFAN LUCHIAN" LIBRARY

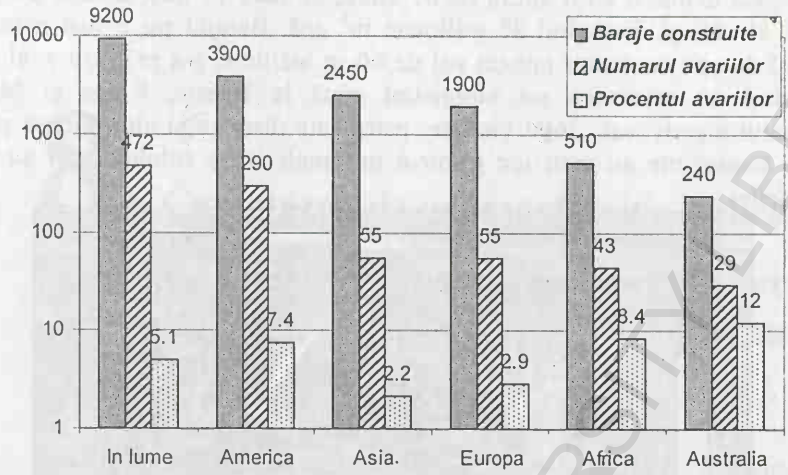


Fig. 7.13. Frecvența accidentelor de baraje în lume (ISPH, 1984).

Vom lua două exemple de accidente unde fenomenele geomorfologice au fost cauza principală.

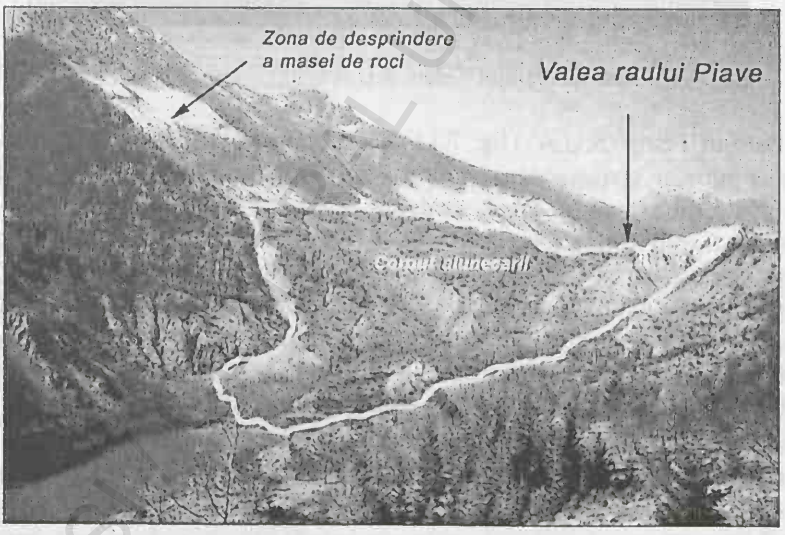


Fig. 7.14. Alunecarea unui versant în lacul Vaiont, Italia (Bromhead, 2000).

Lacul Vaiont (Italia) (fig. 7.14) de pe râul Piave, format printr-un baraj în arc cu înălțime de 255 m şi un volum al lacului de 150 milioane m^3. Barajul a început să fie construit în 1956 şi s-a terminat în 1961, când a început umplerea. In noaptea de 9 octombrie 1963, la ora 22 s-a produs o alunecare catastrofală, timp de cca 100 secunde, un masiv de roci de 300 mil.m.c., de pe o suprafață de

1,9 km^2 s-a deplasat cu o viteză de 61 km/h, cu max 17 m/s, urcând pe celălalt versant al văii şi dislocând 42 milioane m^3 apă. Barajul nu a fost avariat dar volumul de apă constituit într-un val de 60 m înălțime, s-a prăbuşit aval de lac, producând un seism ce s-a înregistrat până la Trieste, Roma şi Messina. Accidentul a provocat 2600 victime, patru sate distruse şi alte imense pagube. Iată ce consecințe au avut loc printr-o minimalizare a rolului ce îl au uneori alunecările.

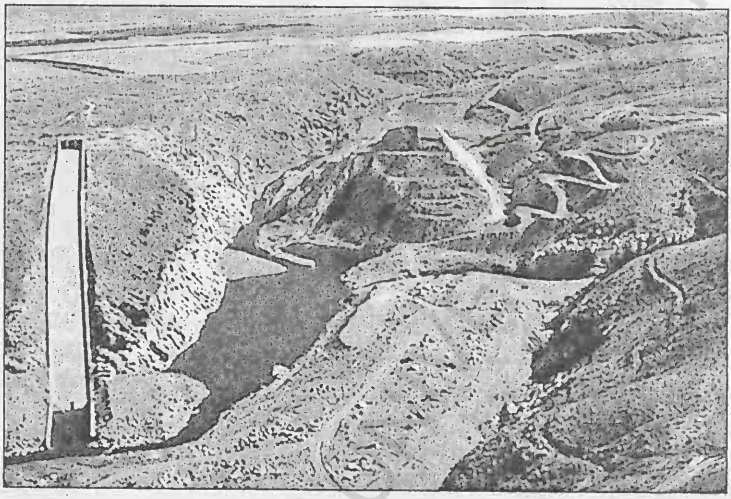


Fig. 7.15. Rest din barajul Teton, S.U.A.(http://www.geol.ucsb.edu).

Barajul Teton (S.U.A) (fig. 7.15) cu o înălțime de 100 m, amplasat pe roci vulcanice poroase şi aluvionare pe circa 30 m grosime a cedat la 5 iunie 1976 din cauza infiltrațiilor care au ajuns să debiteze până la 28 m^3/s. Fenomenul a fost observat mai din timp. Din nefericire, măsurile luate nu au mai putut evita catastrofa ; lacul cu un volum de 355 milioane m^3 avea, la data avariei, circa 304 milioane m^3 care s-au scurs în aproximativ 2 ore. Uzina electrică a fost acoperită de circa 3 milioane m^3 sedimente, viitura a avansat în imediata apropiere a barajului cu un front de 50 m înălțime.

Se pot da şi alte asemenea exemple, dar în afara de imaginea efectelor păgubitoare a acestor evenimente, considerăm necesare a fi reținute şi transformările radicale ce au loc în morfologia văilor din sectoarele respective, transformări care în condiții naturale sunt practic imposibil de a fi evitate într-un timp atât de scurt.

Este vorba de scurgerea a milioane m^3 de apă în câteva ore cu viteze până la aproape 20 m/s, ceea ce nu se poate produce nici în condițiile marilor cascade ale lumii, rezultate într-un timp de sute de mii şi milioane de ani de evoluție. În aceasta constă efectul şoc al influenței antropice în morfogeneză, respectiv, dirijarea unor acțiuni într-un timp foarte scurt cu efecte care, în condiții naturale, au loc într-un timp foarte lung.

8. Cercetarea de geomorfologie aplicată în cazul amenajărilor portuare şi conservării ţărmurilor

Dinamica ţărmurilor şi impactul geomorfologic al încălzirii globale. Schimbările morfologice ale ţărmurilor sub influenţa antropică cu privire specială asupra litoralului românesc. Probleme de geomorfologie aplicată ale ţărmului românesc al Mării Negre. Utilizarea geoindicatorilor pentru evaluarea rapidă a riscului şi hazardului costier. Definiţia şi lista geoindicatorilor în domeniul ţărmurilor Studiu de caz: Bogue Banks, Carolina de Nord.

8.1. Dinamica ţărmurilor şi impactul geomorfologic al încălzirii globale.

Circa două treimi din populaţia globului trăieşte în fâşia îngustă de la marginea mărilor şi oceanelor. Numai în S.U.A. majoritatea populaţiei trăieşte în 130 km de coastă (53% din populaţie trăieşte în aproximativ 17% din terenuri considerate costale). Conform estimărilor Naţiunilor Unite, circa 60% din populaţia Globului trăieşte în zonele de coastă, la mai puţin de 60 km de ţărm. În trei decenii această proporţie va ajunge la circa 75% (Bălteanu, Şerban, 2005). O asemenea concentrare de oameni cu activităţile lor industriale, recreaţionale, de transport creează mari presiuni asupra resurselor costiere, astfel că s-a impus o cunoaştere apropiată a modificărilor plajelor, dunelor, falezelor, estuarelor şi deltelor. În prezentările pe care le-am făcut până acum asupra implicării geomorfologiei în diverse domenii nu ne-am referit deloc asupra efectelor geomorfologice pe care le are încălzirea globală a climei. Poate niciunde în altă parte efectele nu s-ar resimţi atât de direct şi pe scară globală ca în domeniul ţărmurilor. De aceea, unele consideraţii credem că se cuvin a fi aduse în atenţie.

Deşi există mari discuţii asupra elementelor de predicţie a efectelor, a crescut consensul ştiinţific că Pământul a devenit mult mai cald odată cu mărirea

BCU "I. C. BRĂTIANU" CAPITAL UNIVERSITY LIBRARY

concentrației de gaze de seră (ex., CO_2, metan, oxid nitros, CFC etc) în atmosferă. Nu este scopul acestei introduceri de a recenza argumentele pro și contra încălzirii globale. Nici nu este posibil să discutăm în detaliu incertitudinile despre gradul, perioadele de timp și localizarea schimbărilor care vor avea loc. Ceea ce putem spune este că efectele încălzirii globale se vor simți la mijlocul secolului XXI, când va avea loc o dublare a concentrației gazelor de seră în atmosferă.

În tabelul 8.1 sunt rezumate principalele consecințe ale fenomenului de încălzire globală a climei și acestea sunt de natură climatică, hidrologică, criosferică, costieră și eolieană. Nu este scopul nostru aici de a analiza fiecare din aceste consecințe. Dar ne vom ocupa de cea mai importantă consecință geomorfologică a încălzirii globale – creșterea nivelului mării. Aceasta ar avea loc ca rezultat a două procese distincte: creșterea termică a stratelor superioare ale apei oceanelor și topirea ghețarilor.

Tabelul 8.1. Unele consecințe geomorfologice ale încălzirii globale (Goudie, 1993)

Climatice și Hidrologice
- Creșterea pierderilor prin evapotranspirație
- Creșterea precipitațiilor solide la latitudini foarte mari
- Creșterea riscului ciclonilor (desfășurare, frecvențe și intensitate mai mari)
- Schimbări în starea turbăriilor și mlaștinilor
Control asupra vegetației
- Schimbări majore în extinderea latitudinală a biomasei
- Reducerea pădurii boreale, dezvoltarea stepei etc.
- Schimbări majore în distribuția altitudinală a tipurilor de vegetație (cca 500 m pentru 3^0C)
Criosferice
- Declinul permafrostului, termocarst, creșterea grosimii molisolului, instabilitatea versanților, a malurilor de râu și a versanților
- Topirea ghețarilor
- Topopirea icebergurilor
Costiere
- Inundarea zonelor joase
- Retragerea accelerată a țărmurilor
- Schimbări în rata de creștere a recifilor
Eoliene
- Activitate crescută a furtunilor de praf și deplasarea dunelor în zone cu deficit de umezeală

Anticiparea creșterii nivelului mării este supusă la numeroase controverse din cauza incertitudinilor asupra modului cum se va comporta calota antarctică. Creșterea nivelului mării ar putea fi moderată prin construirea de lacuri de baraj. Newman și Fairbridge (1986) au calculat că între 1957 și 1982 intervenția umană a stocat 0,75 mm/an din potențialul de creștere a nivelului mării în lacuri de baraj și proiecte de irigații.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe de altă parte, creşterile rapide ale nivelului mării ar avea loc ca rezultat a ceea ce se cheamă „decuplarea marină a calotei glaciare" (Anderson şi Thomas, 1991, cit. Goudie, 1993). Baza acestui concept este că un strat de gheaţă de o anume grosime, prin creşterea nivelului mării, se va desprinde de uscat şi va începe să plutească, după care el se va dezintegra şi în final se va topi, conducând la creşterea nivelului apei.

Tabel 8.2. Ratele schimbării nivelului mării (date din variate surse extrase de Milliman et al., 1989 şi Goudie (1993)

Ratele schimbării nivelului mării	cm/100 ani
Ultimii 100 ani	10 - 20
Predicţia Panelului Interguvernamental asupra Schimbărilor Globale	30 - 100
Zonele de subsidenţă prin extragerea petrolului şi gazelor	50 - 216
Zonele de subsidenţă cauzate de extragerea apei subterane	peste 500
Zone de subsidenţă deltaică	
-Olanda	10 -20
-Louisiana	peste 100
-Nil	35 - 50
Zone de înălţare izostatică (Finlanda)	18 -85
Zone de înălţare tectonică	
-Catenele orogenice mezozoice	peste 200
-Catenle orogenice mai vechi de Paleozoic	peste 50

În 1980 previziunile de creştere a nivelului mării erau de 3,5 m până în 2100. La nivelul anului 1990 a existat tendinţa de a aprecia aceste valori drept excesive şi Panelul Interguvernamental asupra Schimbării Climatice a conchis că o creştere de mai mult de 1 m în secolul XXI este improbabilă. Oricum, această rată este de 3 - 6 ori mai mare decât se prognoza acum 100 de ani (1 până la 2 mm/an). Panelul a recunoscut că există mari necunoscute asociate cu viitoarea contribuţie a Antacticei şi Groenlandei la creşterea nivelului mării pentru motivele deja arătate mai sus.

Extinderea la care creşterea nivelului mării este o problemă va depinde de localizarea fizico-geografică. Zonele unde uscatul se ridică, fie datorită izostaziei (Fenoscandia sau Scutul canadian) sau înălţării tectonice (mare parte din coasta pacifică a Americilor) vor fi la un risc mai mic decât regiunile de subsidenţă (de ex., deltele Mississippi şi Nilului). Tabelul 8.2 plasează ratele prognozate asupra creşterii nivelului mării cauzate de încălzirea globală în contextul ratelor „naturale" ale creşterii nivelului mării, pozitive sau negative.

Bird (1986) rezumă efectele potenţiale ale accelerării creşterii nivelului mării astfel:

- pe ţărmurile cu faleze submerse probabil că retragerea liniei de ţărm va fi accelerată, exceptând zonele unde roca este dură. Plaformele de abraziune şi rampele de taluz din baza falezelor vor dispărea.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- țărmurile deltelor şi a câmpiilor litorale se vor retrage, cu excepția acelora unde sedimentarea litorală este mare.

- plajele vor fi înguste şi eroziunea plajelor va fi mai extinsă şi mai severă decât acum;

- intrândurile, golfurile şi estuarele se vor lărgi şi se vor adânci, iar penetrarea salinității va cauza o regresie a ecosistemelor costiere; mangrovele şi marşele sărate vor avansa înspre uscat şi vor lua locul vegetației de apă dulce.

- lagunele litorale vor deveni mai mari şi mai adânci, iar închiderea cordoanelor le vor împinge spre interiorul uscatului. Dacă barierele sunt submerse sau distruse prin abraziune, lagunele vor deveni intrânduri sau golfuri.

- zonele joase ale câmpiilor litorale cum sunt sebka (depresiuni sărăturate supuse inundațiilor marine) de pe țărmurile deşertice vor fi inundate şi vor forma lagune permanente.

- abraziunea, pagubele asupra structurilor antropogene şi inundațiile cauzate de valuri uriaşe sau tsunami se vor intensifica.

- nivelul freatic va creşte în zona costieră şi salinitatea solului şi a apelor se va mări. Unele din aceste posibilități sunt ilustrate şi în fig. 8.1.

Din cauza populării lor dense şi din cauza proximității de nivelul mării, o atenție deosebită s-a acordat evoluției marilor delte în timpul creşterii nivelului mării. În mod normal ele sunt areale de subsidență în care, în anumite puncte, aceasta este accentuată prin extragerea de fluide. Unele dintre ele au suferit deja rate mari de retragere din cauza blocării antropice a sedimentelor datorită canalizării sau a construirii de baraje etc. Altele sunt în mod natural instabile din cauza tipului lor ciclic de evoluție, cu unele brațe sau subdelte ce devin abandonate, în timp ce altele vor fi ocupate de scurgerea de apă şi sedimente. Sunt numeroase indicii că deltele Nilului şi Mississippi sunt amenințate de creşterea nivelului mării (Milliman et al., 1989). În alte zone, predicțiile sunt mult mai dificil de dat. De exemplu, impactul asupra țărmului actual al Bangladeşului este greu de prognozat din cauza faptului că sistemul costier va răspunde neotectonic la creşterea nivelului mării (Milliman et al., 1989). Cantitățile uriaşe de aluviuni (1,5 – 2,5 miliarde tone/an) care sunt transportate de râurile ce drenează Himalaya, împreună cu un debit lichid crescut de circa 140 000 mc/s, vor fi descărcate în Golful Bengal cam în proporție de 2/3. Pe timp lung, acestea vor cauza o subsidență în regiunea deltaică. În unele porțiuni, ratele de acumulare ale sedimentelor vor compensa subsidența şi terenul se va înălța, dar în altele se va produce scufundare. Rezultatul este că, în mod natural, configurația țărmurilor va suferi mari transformări dar care vor depinde de modul cum ratele de sedimentare şi cele de eroziune vor interacționa cu variația nivelului mării. Iată doar un exemplu de intervenție a cunoaşterii geomorfologice în predicția transformării țărmurilor.

Nu putem închide acest capitol fără o întrebare firească: Ce se poate face în viitor? În momentul actual, atât comunitatea ştiințifică, cât şi cea politică au ajuns, cât de cât, la un consens, respectiv, eforturi comune pentru a găsi soluții. În ce priveşte rolul geomorfologilor, acesta va fi în continuare de a aduce

argumente, date, informații cât mai precise în legătură cu numeroasele incertitudini asupra multor schimbări environmentale discutate în acest capitol. Este nevoie de a obține o cunoaștere mai bună a ratelor și mecanismelor răspunsului formelor de relief .

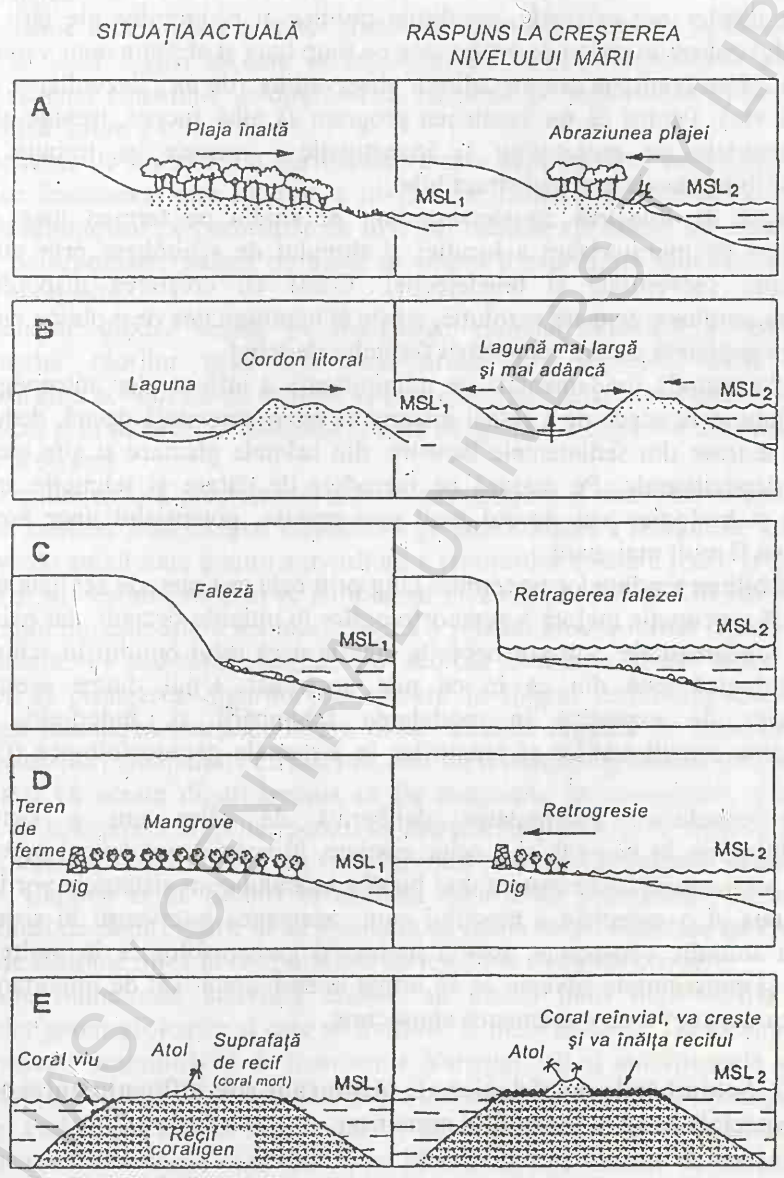


Fig. 8.1. Câteva schimbări potențiale ale liniilor de țărm ca răspuns la creșterea nivelului mării (Goudie, 1993).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În concepția lui Goudie (1993), unul din mijloacele importante de realizare a acestui scop ar fi stabilirea de zone supuse studiului pe timp lung pentru a genera baze de date. Această strategie a fost aleasă, de exemplu, pentru studierea modificărilor recifilor de corali (Buddemeier şi Smith, 1988). Alte considerații includ accesibilitatea şi disponibilitatea facilităților de cercetare, printre care şi calitatea datelor pre-existente, condițiile politice şi economice ale țării gazdă, potențialul zoneri-eşantion de prezervare pe timp lung şi absența unor variabile ce ar putea creşte confuzia asupra calității observațiilor (de ex., dezvoltarea umană, poluarea etc). Pentru ca un asemenea program să aibă succes, trebuie alese cu grijă metodele de monitoring şi investigație - metode ce trebuie să fie reproductibile, durabile şi nedistructibile.

Legat de folosirea zonelor-eşantion de studiu pe termen lung este şi necesitatea de monitorizare a locației şi ritmului de schimbare prin utilizarea cartografiei secvențiale şi teledetecției. Odată cu creşterea disponibilității imageriei satelitare de mare rezoluție, creşte şi oportunitatea de a obține date cu o mai mare acurateță asupra schimbării formelor de relief.

Altă metodă fundamentală de monitorizare a influențelor antropogene pe termen lung este aceea de a folosi informația environmentală datată, dedusă din carotele extrase din sedimentele lacustre, din calotele glaciare şi alte asemenea situații depoziționale. Pe măsură ce metodele de datare şi tehnicile analitice chimice şi biologice vor deveni mult mai precise, potențialul unor asemenea metode va fi mult mai mare.

Stabilirea tendințelor pe termen lung prin cele trei metode schițate mai sus reprezintă o ocupație majoră a geomorfologilor în ultimile decenii, dar există alte aspecte fundamentale care vor necesita atenție dacă rolul omului în schimbarea geomorfologică este din ce în ce mai accentuat. Unul dintre acesta este dezvoltarea de expertiză în modelarea schimbării şi, îndeosebi, pentru investigarea senzitivităților şi pragurilor în sistemele geomorfologice (Goudie, 1993).

În concluzie, manipularea deliberată de către om a sistemelor geomorfologice, în general, şi a celor costiere, în special, va deveni prevalentă. Aceasta va necesita o cunoaştere mai bună a modului cum sistemele vor lucra şi interacționa şi o apreciere a modului cum asemenea intervenții în sistem pot declanşa anumite consecințe. Istoria ingineriei geomorfologice în multe medii costiere şi consecințele adverse ce au urmat uneori, arată cât de importantă este evaluarea din start a unor asemenea consecințe.

8.2. Schimbările morfologice ale țărmurilor sub influența antropică, cu privire specială asupra litoralului românesc.

În ciuda faptului ca s-au depus eforturi deosebite în ultima sută de ani din partea oamenilor de ştiință, există încă multe probleme fără soluții privind răspunsul geomorfologic al forme de relief litorale la acțiunea omului în combinație cu factorii naturali. Geomorfologia are un rol critic de jucat în

problemele costiere, atât în ce priveşte evoluţia ţărmurilor în condiţii naturale, dar şi în condiţii de amenajare cu lucrări de protecţie.

Tipurile de structuri în zona costieră se referă la cele de apărare împotriva inundaţiilor apei mării. După Chiriac et al. (1980), se disting mai multe scheme de amenajare:

-scheme de îndiguire a zonei aflate sub influenţa mareelor de furtună prin executarea unor diguri la cote corespunzătoare nivelurilor maxime ale apei; această schemă constituie soluţia clasică adoptată pe majoritatea cursurilor de apă, Tamisa, Loire ş.a.

-scheme de închidere a gurilor de vărsare prin stăvilar, astfel încât să se împiedice înaintarea spre interior a nivelurilor ridicate ale mării, corelată cu reţinerea afluxurilor pe perioadele de niveluri ridicate ale mării. Un exemplu de schemă de amploare, bazată pe acest principiu îl reprezintă amenajarea deltei Rinului în Olanda.

-scheme mixte, bazate pe îndiguirea cursului principal şi închiderea confluenţelor râurilor mici din zona aflată sub acţiunea mării. Pentru exemplificarea acestui tip de schemă se poate cita amenajarea cursului inferior al Elbei unde, prin închiderea afluenţilor, linia de apărare a digurilor s-a redus de la 110 km la 60 km.

În multe cazuri, efectele structurilor antropogene şi dezvoltarea economică a zonelor costiere s-au integrat cunoaşterii geomorfologice a ţărmurilor. Lucrările extensive de ameliorare pentru agricultură a terenurilor costiere joase şi marşelor Olandei şi sud-estului Angliei ce au început încă din secolul al XIII-lea ne oferă un exemplu de cunoaştere geomorfologică a relaţiei proces-formă (Reed, 2002). De exemplu, în sud-estul Angliei s-a acordat o atenţie foarte mare rolului marşelor în protejarea digurilor de apărare în timpul furtunilor. Digurile ce blochează înaintarea marşelor înspre uscat schimbă regimul de sedimentare în timpul mareelor, comparativ cu marşele care au o tranziţie graduală spre uscat. S-a constatat că aceste diguri trebuia să fie franjurate. În consecinţă, s-au făcut eforturi de spargere a digurilor pentru ca marşele să pătrundă în arealele anterior drenate, acestea dovedindu-se un tampon mult mai eficient pentru comunităţile costiere. Cahoon et al. (2000) au analizat tipurile de sedimentare în unul din aceste situri de diguri sparte şi au constatat că ratele de sedimentare au crescut în zonele de înălţime mică în conformitate cu legităţile marşelor costiere.

Alte numeroase activităţi umane au efecte mult mai subtile asupra proceselor geomorfologice şi care se transmit la mare distanţă. De exemplu, sunt binecunoscute ameninţările de inundare a Veneţiei, cât şi ambiţioasele structuri inginereşti ca remediu. Dar este mai puţin binecunoscut faptul că întreaga zonă a Câmpiei Padului se află în subsidenţă şi din cauza extracţiei de hidrocarburi şi apă subterană. Bondesan et al (2002) au identificat rate recente de subsidenţă în jur de 10 cm/an la Bologna, de asemenea, un oraş de mare importanţă istorică şi culturală. Până în 1970 subsidenţa era foarte accentuată în special la nord de fluviul Pad (şi în special, către deltă) şi în zona câmpiei litorale la sud de râul Reno. Extragerea apei subterane reprezintă principalul factor cauzativ pentru

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

problemele contemporane cu care se confruntă toată partea sudică a Câmpiei Padului şi care afectează inclusiv Veneţia.

Un alt exemplu asupra căruia vom insista mai mult se referă la ritmul mare de retragere a ţărmului românesc avale de capul Midia.

O recentă sinteză asupra schimbărilor morfologice la ţărmul românesc al Mării Negre (Gâştescu, Driga, 2000), dar şi prima teză de doctorat publicată privind modificările ţărmului Deltei Dunării (Vespremeanu-Stroe, 2007) ne permit să aducem în discuţie una dintre cele mai discutate probleme de impact antropic asupra zonei de coaste din ţara noastră. Ţărmul românesc al Mării Negre se desfăşoară pe o lungime de 245 km între delta secundară Chilia în nord şi Vama Veche în sud. El este divizat în două sectoare distincte din punct de vedere geomorfologic: la nord de Capul Midia se pune în evidenţă un ţărm jos nisipos, de acumulare, deltaic, langunar cu asociaţii de cordoane, cu o lungime de 166 km iar la sud de Capul Midia, un ţărm format din calcare şi loess, înalt şi cu faleze, cu o lungime de 79 km (Gâştescu, Driga, 1984).

Zona costieră în România constă dintr-un şelf continental delimitat de izobata de 130 m , la o distanţă de 127 km faţă de farul Tuzla şi 195 km faţă de complexul Razim-Sinoe şi reprezintă 5,5 % din suprafaţa Mării Negre.

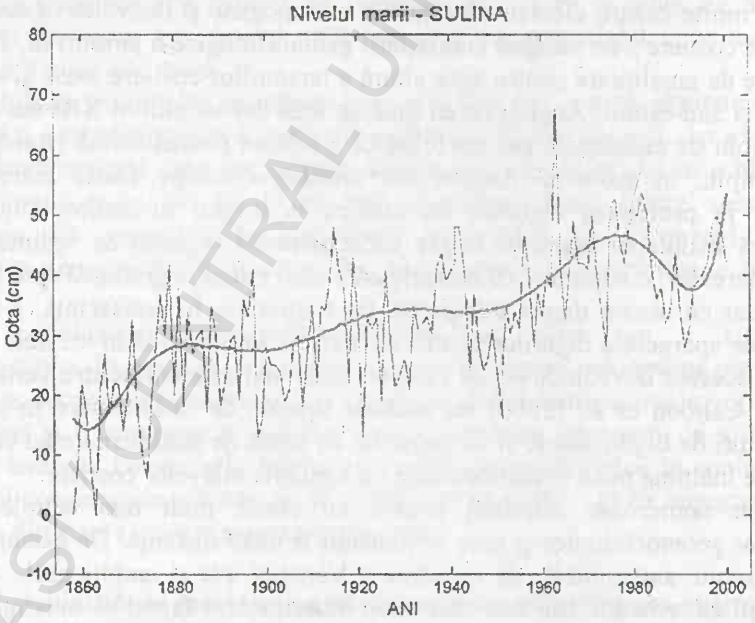


Fig. 8.2. Variaţia nivelului Mării Negre la Constanţa (Vespremeanu-Stroe, 2007).

Apa mării în zona ţărmului românesc înregistrează variaţii de nivel, produse de debitul Dunării (62% din apa fluviului intră în mare), de presiunea atmosferică, de efectul forţei tangenţiale ale vântului şi mai puţin de marec (de 9 – 12 cm la Constanţa)(Bondar, 1978). Din diagrama prezentată în fig. 8.2 se

BCU IAŞI (CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY)

observă puternice variații sezonale ciclice, cu maxime în mai-iunie și minime în septembrie-octombrie, dar cele mai importante sunt variațiile pe termen lung. Estimările se bazează pe înregistrările făcute la stația Sulina pe o perioadă de 130 ani (începând din 1858) și la Constanța (începând din 1938). Aceste date arată o rată de înălțare medie de 2,47 mm/an. La aceste valori, dacă se adaugă și subsidența Deltei Dunării de 2 mm, rezultă o creștere de peste 4 mm/an a nivelului mării, cu un efect abrazional deosebit asupra țărmului.

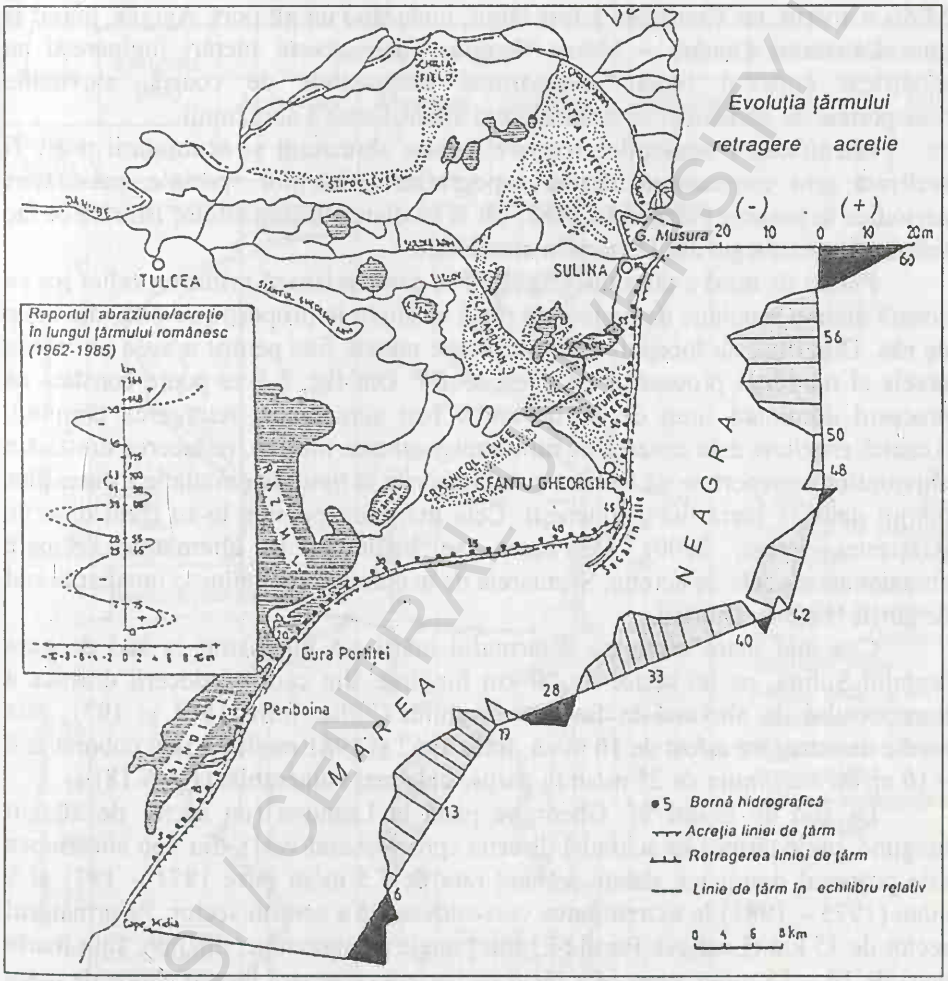


Fig. 8.3. Evoluția liniei de țărm a Mării Negre (1962-1985)(Gâștescu, Driga, 2000).

Impactul uman asupra țărmului a început din 1850, când a început construcția de diguri la gura brațului Sulina. În ultimele decenii ale secolului XIX au fost făcute rectificări în lungul brațului Sulina pentru a-l deschide spre navigație maritimă. Rezultatul a fost un debit lichid semnificativ mult mai mare (de la 7-8 la 19%) și transport de aluviuni. Creșterea transportului de aluviuni și

UAIASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

necesitatea de a menține canalul navigabil, a determinat extinderea gurii de vărsare în mare (în prezent, până la 9 km în mare). În același timp, albia a fost dragată pentru a menține adâncimea necesară navigării maritime peste bara submersă. Volumul uriaș al sedimentelor dragate și debitul lichid descărcat pe panta submersă, departe de influența curenților litorali, elimină aceste nisipuri din bilanțul aluviunilor și accelerează abraziunea țărmului la sud de acest punct.

În 1850 a început să fie construit portul Constanța. După 1970, un nou port, Midia a apărut, iar Constanța a fost lărgit, incluzând un alt port, Agigea, plasat la gura Canalului Dunăre – Marea Neagră. Toate aceste lucrări inginerești au modificat curentul litoral, îndepărtând sedimentele de coastă, aluviunile transportate de Dunăre și au determinat o intensificare a abraziunii.

Identificarea secțiunilor costiere supuse abraziunii și acumulării poate fi realizată prin compararea hărților topografice și hărților speciale, măsurători periodice la bornele plantate în 1962, cât și studierea documentelor istorice ce fac referire la poziția gurilor Dunării în antichitate.

Partea de nord a țărmului (fig. 8.3) se caracterizează printr-un relief jos ce constă dintr-o asociație de bariere de plajă alcătuite în proporție de 80% din nisip de râu. Din 1962 au început măsurătorile pe puncte fixe pentru a avea un tablou precis al tendinței proceselor pe acest sector. Din fig. 8.3 se poate constata că procesul dominant timp de 30 de ani a fost abraziunea, retragerea țărmului. Această eroziune este cauzată de minitransgresiunea marină, reducerea drastică a aluviunilor transportate de Dunăre și schimbările în tipul de circulație a curenților marini datorită lucrărilor inginerești. Cele mai mari pagube le-au creat digurile (Gâștescu, Driga, 2000). De aceea, se întâlnesc, în alternanță, sectoare abrazionale cu cele de acreție. Sectoarele de acumulare se întâlnesc imediat la sud de gurile brațelor Dunării.

Cea mai mare retragere a țărmului mării s-a înregistrat la sud de gura brațului Sulina, pe un sector de 20 km lungime, din cauza reducerii drastice a transportului de aluviuni în favoarea brațului Chilia. Între 1884 și 1971, rata medie de retragere a fost de 16 m/an, între 1962 și 1981 ratele au mai coborât la 8 – 10 m, cu maximum de 25 m/an în părțile cele mai vulnerabile (fig. 8.18).

La sud de brațul Sf. Gheorghe până la Leahova (un sector de 20 km lungime, unde țărmul își schimbă direcția spre vest-sud-vest), din nou abraziunea este procesul dominant, datele arătând rate de 7,5 m/an între 1871 – 1971 și 8 m/an (1975 – 1981) în extremitatea vest-sudvestică a acestui sector. Pe următorul sector de 35 km (Leahova-Portița-Chituc) ratele de abraziune, din nou, sunt foarte mari de 10 – 15 m/an, ceea ce a făcut ca bariera ce separă laguna Sinoe de mare să fie foarte fragilă. Se consideră că străpungerea cordonului litoral Chituc-Portița poate avea consecințe ecologice catastrofale (sărăturarea complexului Razim-Sinoe) și compromiterea sistemelor de irigații care se alimentează din acest complex lacustru, precum și o serie de modificări ecologice, în acest complex existând mai multe ferme piscicole.

Aceste sectoare de retragere a țărmului sunt întrerupte de scurte porțiuni unde țărmul a înregistrat o acreție. Ratele de acumulare au fost între 6 – 10 m/an

la sud de insula Sahalin sau amonte de Capul Midia prin sedimentarea materialelor erodate de curenții longitudinali din sectoarele de abraziune. Bilanțul proceselor morfogenetice (tabel 8.3) indică clar dominarea sectoarele de retragere a țărmului românesc.

Tabel 8.3. Evaluarea cantitativă a proceselor de abraziune şi acumulare în lungul țărmului românesc al Mării Negre (1962 – 1985)(Gâștescu, Driga, 2000)

Sector	Lungime (km)	Tipul de proces (km)			Suprafața afectată (ha/an)		
		Acumulare	Abraziune	Echilibru	Acumulare	Abraziune	Bilanț
Sulina-Midia	134	25	89	20	+34	-112	-72

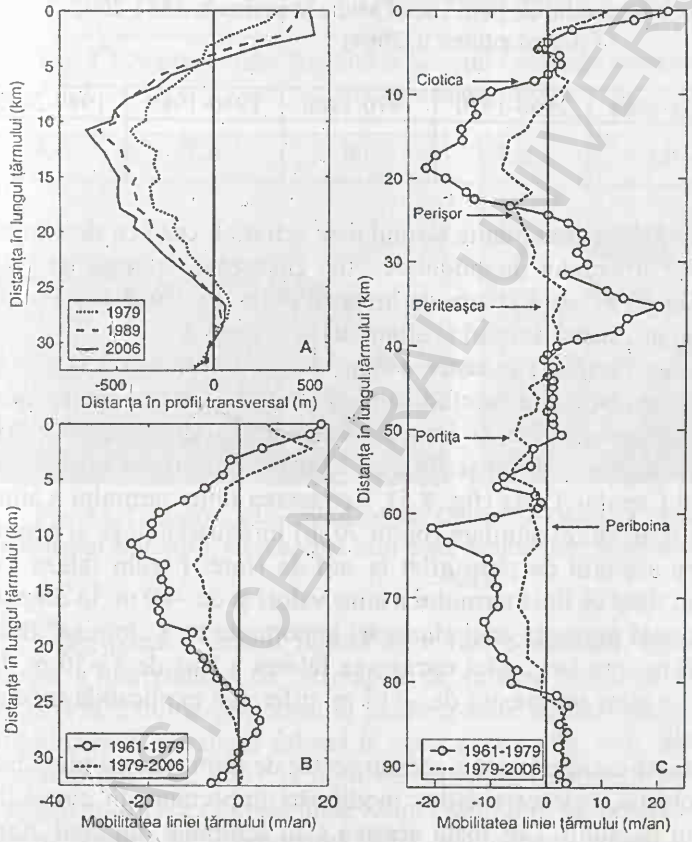


Fig. 8.4. Evoluția liniei țărmului în intervalul 1961-2003 (A,B: sectorul Sulina (0 km)-Sf.Gheorghe(32 km); C.sectorul Ciotica-Chituc cu brațul sudic al deltei secundare Sfântu Gheorghe, Turețki reprezentând 0 km (Vespremeanu-Stroe el al., 2006)

În prezent, în cadrul unui proiect complex de cercetare DANUBERES (2006-2008) se realizează noi măsurători asupra dinamicii țărmului în corelație cu factorii de control, cum ar fi influența puternică a furtunilor şi inundațiilor asupra transportului de sedimente în lungul țărmului. Ultimile măsurători realizate şi incluse în reprezentarea grafică din fig. 8.4. indică în continuare predominarea

CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

proceselor de retragere a țărmului deltaic pe 55,6%, în comparație cu ponderea sectorului de progradare de 29,6% sau a celor stabile de 14,8%. Sectoarele de progradare corespund fie bratelor Dunarii care au dezvoltat delte secundare (Chilia si Sfântu Gheorghe), fie sectoarelor localizate în directia de deplasare a transportului sedimentelor în lungul tarmului (Sulina, Sacalin) (Vespremeanu-Stroe et al., 2006).

În zona capului Midia, pe un sector de circa 7 km, Constantinescu (2004) a făcut determinări asupra evoluției țărmului, utilizând hărți vechi și imagini satelitare, iar rezultatele sunt redate în tabelul 8.4. Până în 1953, țărmul Midia a evoluat în regim natural, după care circulația sedimentelor din lungul țărmului a fost perturbată de prezența digurilor portuare de protecție. Pe viitor, morfologia țărmului va fi afectată de aportul sedimentar din nord și de activitatea portuară.

Tabel 8.4. Evoluția sectorului de țărm Capul Midia în perioada 1883-2002 (Constantinescu, 2004)

Interval de timp	1924-1960	1960-1970	1970-1980	1980-1989	1989-2002
Ritmuri medii, m/an	-0,1	0,2	4,0	6,5	2,8

La sud de capul Midia, fizionomia țărmului se schimbă ceea ce determină și schimbări în privința proceselor de modelare. Aici alternează sectoare de țărm cu faleză înaltă până la 40 m, cu sectoare de liman și plaje. Pe lângă procese de abraziune au loc sufoziuni, tasări, surpări și alunecări de teren.

Studii mai recente privind cunoașterea morfologiei țărmului cu faleză la sud de Capul Tuzla și investigarea morfodinamicii acestuia au fost făcute prin utilizarea documentelor cartografice și imageriei satelitare (Ungureanu, 2003; Constantinescu, 2004). Între anii 1924 și 2002 au avut loc modificări importante ale țărmului în dreptul Capului Tuzla (fig. 8.5). Retragerea liniei tarmului a atins valori maxime de -72,6 m, valori similare (peste 70 m) înregistrându-se și pentru muchia falezei. Pentru sectorul de țărm aflat la sud de Hotel Forum faleza s-a retras între 30-45 m, în timp ce linia tarmului a atins valori și de –60 m. În dreptul Capului Schitu se constată prezența unei alunecari importante ce a „împins" linia tarmului cu peste 100 m spre larg. Aici retragerea falezei a fost de 35-50 m, în timp ce linia tarmului a atins un maxim de –117 m, diferență explicabilă tocmai prin prezența alunecării.

Cea mai importantă caracteristică a acestui sector de țărm o constituie lipsa digurilor mari de protecție, cele care induc modificări importante în circulația sedimentelor în lungul țărmului. Dar toate acestea s-au schimbat din anul 2000 când au început lucrările de taluzare a falezei. Dincolo de aspectul total dezagreabil pe care îl îmbracă țărmul, această manieră de protecție se dovedește total ineficientă. Sfarâmarea mecanică a crestei falezei și formarea unui unghi de taluz natural prin acumularea gravitațională a materialului sfărâmat a fost facută în ideea de a conferi stabilitate taluzului.

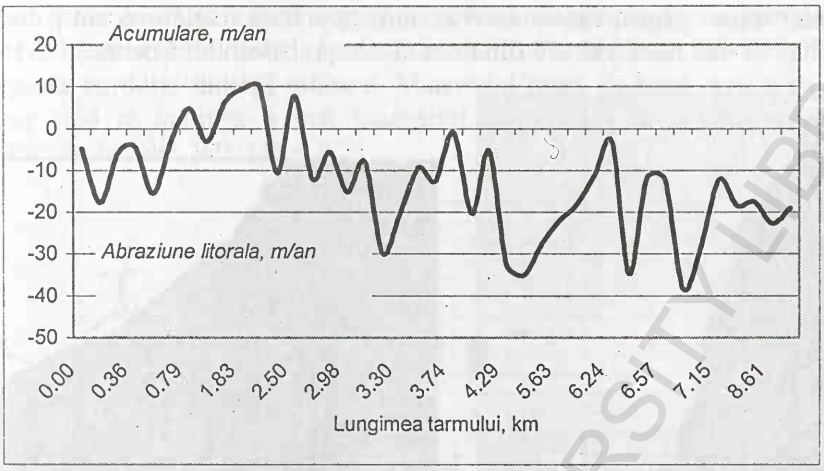


Fig. 8.5. Variația liniei țărmului în sectorul Costinești în intervalul 1978 – 2002 (Ungureanu, 2003).

Fig. 8.6.Taluzarea artificială a falezei Costinești (stânga). Faleze nesupuse unei amenajări antropice, cu prezența unui taluz natural bine înierbat (dreapta) (Ungureanu, 2003)

Din pacate, taluzul format nu a fost consolidat, urmarea fiind antrenarea masivă a materialului de catre apele de şiroire, formarea de ravene cu adâncimi de până la 2 m, desprinderea în pânze a materialului taluzat. A rezultat de fapt o amplificare a eroziunii falezei în acest sector (fig. 8.6). Lucrările de construcții existente din vara 2003 la nord de stațiunea Costinești promit exercitarea unei presiuni antropice considerabile asupra țărmului. Iar principala resursă a nisipului pentru construcții o reprezintă plaja, exploatarea acestuia făcându-se acum cu basculante şi camioane.

Eroziunea se menține în continuare, ritmurile pentru acest interval fiind egale cu valoarea anterioară (-0,56 m/an). Retragerea din nordul Golfului Costinești a fost de peste 35m. Cazematele existente acum pe plajă reprezintă cei

BCU "OVIDIUS" CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

mai buni reperi pentru ilustrarea eroziunii. Suprafața totală erodată a fost de - 10,95 ha cea mai mare valoare fiind cea din dreptul Golfului Costinești (S15).

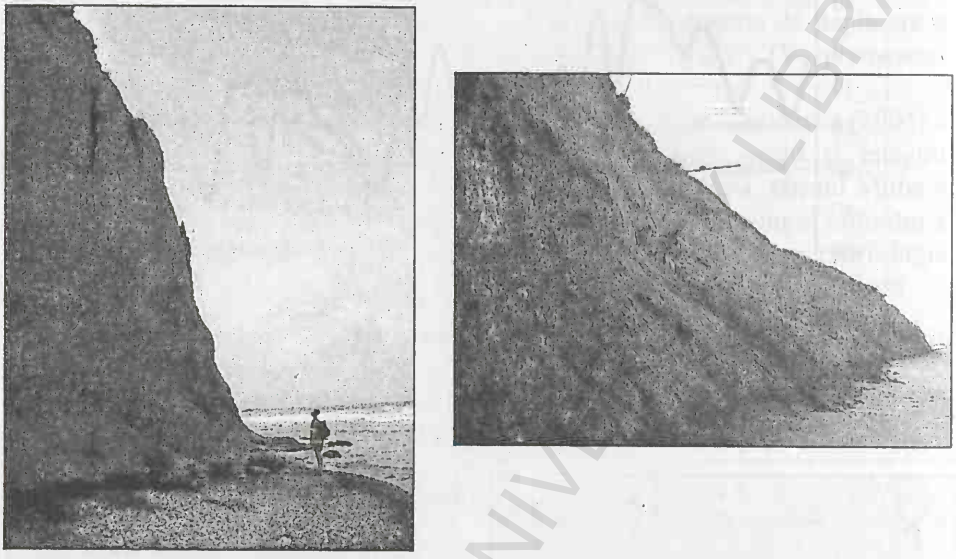


Fig. 8.7. Profile active de faleze la sud de localitatea 2 Mai (iulie 2002)(Ungureanu, 2003)

In ce privește sectorul dintre Mangalia și Vama Veche, măsurătorile au fost făcute pe baza materialelor cartografice din 1913 și imagini satelitare din 2002 (Ungureanu, 2003). Comparând harta din 1913/1926 cu harta din 1960 se constată o retragere a liniei apei cu 70-90 m în sectorul nordic al țărmului 2Mai-Vama Veche. Spre sud retragerea este mai accentuată cu valori ce depășesc 150m, valoarea maximă înregistrându-se în dreptul plajei Vama Veche (285m).

Între 1960 și 1979 se constată schimbări majore în aspectul sectorului de țărm. În nordul localității 2Mai s-a construit un dig cu lungimea de peste 500 m și lățimea de 300 m. El s-a continuat spre larg cu două diguri de 300 m și respectiv 900 m lungime. Digul nordic de protecție este prelungit spre SE cu 1150 m, trecând de izobata de –10m. S-a realizat astfel o scurcircuitare a circulației sedimentelor de țărm, atât din direcție nordică, cât și din cea sudică. La o distanță de 1050 m spre sud s-a construit micul dig din dreptul pescăriei 2Mai. Efectul apariției acestui dig va fi resimțit într-o ușoară acumulare datorată driftului sudic. Către sud nu se remarcă schimbări majore, doar în dreptul plajei Vama Veche s-a manifestat o retragere a liniei apei cu 25 m. În sectorul nordic al plajei Vama Veche s-a înregistrat o înaintare a liniei apei cu 30 m.

În intervalul 1979-2002 (fig. 8.8) s-au realizat ample lucrări de amenajări portuare, linia țărmului suportând schimbări importante din punct de vedere morfologic. Pentru acest sector de țărm, suprafața erodată însumează 11,3 ha. Cea mai mare retragere a avut loc în dreptul localității 2Mai, cu 3 – 4 m/an. Eroziunea accelerată este cauzată aici de lipsa totală a rocii de calcar la zi (cu rol de

protecție prin duritatea sa) și existența în bază doar a argilei villafranchiene, friabile în fața atacului mării. În vara anului 2002 surpările falezei au dus la distrugerea gardului unității militare. Materialul ajuns în bază, extins pe ~40m lungime și 4 m înălțime a fost îndepărtat în decursul unei luni de acțiunea valurilor (iunie-iulie 2002) (fig. 8.7).

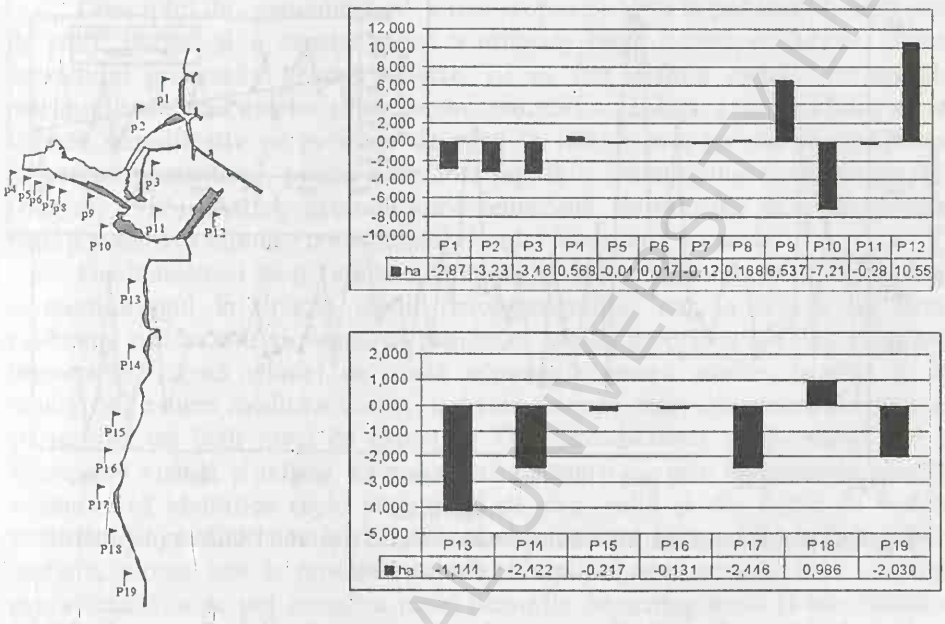


Fig. 8.8.(după Ungureanu, 2003)

În concluzie, pe baza cercetărilor efectuate de numeroși specialiști, fie în sectorul deltaic (Bondar și colab., 1973; Duma, Sîmbotin, 1990; Panin și colab., 1992; Gâștescu, 1995; Vespremeanu et al., 2004; Vespremeanu-Stroe, 2007), fie pentru întregul țărm românesc (Spătaru, 1979; Șelariu, 1982; Iulian, 1988, 1990; Lazăr, 1988, 1990, 1995) în privința degradării plajelor, conduc spre a admite aceleași cauze pe care le re-enumerăm:

– reducerea cantităților de aluviuni transportate de Dunăre de la 67,6 mil. t/an (perioada 1921-1960) la sub 30 mil. t/an (în deceniul 1981-1990, aluviunile au reprezentat 43,2% din valoarea inițială, adică 29,2 mil. t/an - Chirică, 1992 (fig. 8.9), fenomen pus pe seama amenajărilor hidrotehnice din bazinul Dunării, îndeosebi de pe teritoriul României;

– intervențiile antropice din zona litoralului, care au contribuit la redistribuirea aluviunilor; este vorba de extinderea în interiorul mării, cu circa 9 km, a jetelelor de la brațul Sulina care blochează împingerea spre sud a

BCU "OVIDIUS" CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

aluviunilor aduse de brațul Chilia și îndepărtarea de țărm a aluviunilor transportate pe brațul Sulina încât acestea ajung în mare, la adâncimi apreciabile de unde nu mai pot fi preluate de către curentul maritim litoral, pentru a alimenta cu nisip plajele de la sud de gurile Sulina și Sf. Gheorghe;

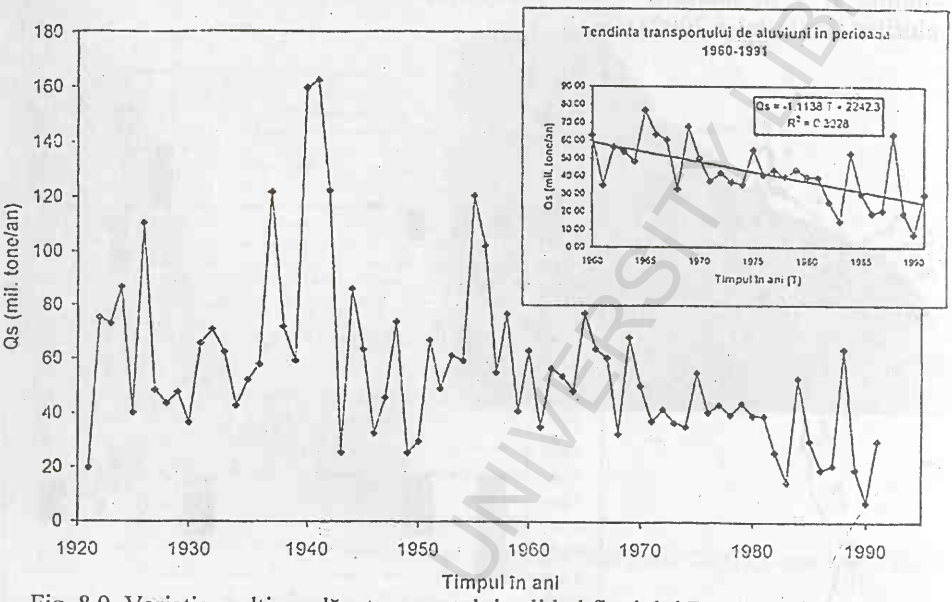


Fig. 8.9. Variația multianuală a transportului solid al fluviului Dunărea (după datele publicate de Chirică, 1992).

– lucrările de extindere și modernizare a porturilor din zonele Midia, Năvodari și Constanța, cu diguri care pătrund adânc în mare, ceea ce conduc la interceptarea și întreruperea curentului litoral;

– ridicarea nivelului Mării Negre, cu o medie de circa 30 cm/secol, viteză ce trebuie luată în considerare.

Contracararea și reducerea acestui fenomen negativ presupune luarea următoarelor măsuri:

– efectuarea unor lucrări hidrotehnice care vizează redistribuirea curgerii și a transportului de aluviuni, prin creșterea capacității de transport a brațului Sf. Gheorghe, prin modificarea traseului actual și reducerea lungimii acestuia cu circa 30%, precum și apropierea punctului de debușare în mare față de zonele unde se înregistrează cele mai intense procese de eroziune a litoralului (Duma, Sâmbotin, 1988). Între timp, de la propunerea acestor măsuri, lucrările au fost deja realizate;

– construirea unui dig din chesoane flotante și dirijarea unor aluviuni aduse de Dunăre, în spațiul dintre litoral și acest dig (Iulian, 1988).

Cât privește prima măsură, există și părerea că prin executarea rectificărilor brațului Sf. Gheorghe și dirijarea aluviunilor spre sud, ar duce la un dezechilibru ecologic în Delta Dunării (Panin și colab., 1992). Sectorul se află sub atenta supraveghere a cercetătorilor de la Stațiunea de Cercetări Fluvio-Marine Sfântu

Gheorghe (Vespremeanu-Stroe, Constantinescu, 2000; Vespremeanu-Stroe, 2007 Preoteasa, Vespremeanu-Stroe, 2004; Constantinescu, 2004).

8.3. Utilizarea geoindicatorilor pentru evaluarea rapidă a riscului şi hazardului costier

Conceptul de „geoindicatori" a fost propus în 1996 în publicaţiile Balkema de către Berger şi a căpătat rapid o utilizare largă pentru evaluările asupra impactului proceselor geomorfologice. Ei au fost definiţi astfel: „măsuri ale mărimii, frecvenţei, ratelor şi tendinţelor proceselor geologico-geomorfologice ce variază semnificativ pe perioade de până la 100 de ani, pe sau în apropierea suprafeţei pământului, pentru evaluarea rapidă a schimbărilor environmentale" (Berger, 1996). Astfel, geoindicatorii reprezintă instrumente de management pentru evaluarea rapidă a potenţialului riscului hazardelor naturale.

Geoindicatorii au o varietate de aplicaţii de management ce includ auditul şi monitoringul în diverse medii fizico-geografice, dar în zonele de ţărm, evaluarea risk/hazard şi atenuarea pagubelor asupra proprietăţilor sunt de primă importanţă. Există tehnici de înaltă tehnologie pentru analiza istorică şi de monitoring asupra mediului costier, dar sunt scumpe, mari consumatoare de timp şi necesită un înalt nivel de expertiză. Or, geoindicatorii se dovedesc a fi o alternativă viabilă şi ieftină. Ei pot ajuta managerii ca, prin instrumente simple, calitative să identifice rapid potenţialul de risc, valid şi din punct de vedere ştiinţific. Vulnerabilitatea la risc se schimbă frecvent în aşezările comunităţilor costiere, supuse atât la procese naturale, cât şi influenţe umane. Prin folosirea geoindicatorilor se pot actualiza rapid planurile de management şi ameliorare a ţărmurilor afectate. În multe cazuri, în special în ţările în curs de dezvoltare unde fondurile sunt limitate şi date despre modificarea ţărmului în timp adesea lipsesc, managerul, planificatorul sau omul de ştiinţă pot avea o evaluare imediată a risc/hazardurilor costiere pe baza geoindicatorilor.

În cele ce urmează aducem în discuţie o experienţă de utilizare a geoindicatorilor pentru evaluarea riscului unor hazarde costiere în una dintre cele mai afectate regiuni de pe Glob de uragane şi furtuni, regiunea Caraibelor, ţărmul Floridei, Carolina de Nord (Bush et al., 1999). Am ales o prezentare destul de detaliată a acestei metodologii, tocmai pentru a oferi un studiu de caz cu valoare practica deosebită. Hazardele costiere evaluate se referă la abraziunea, inundarea datorită furtunilor, supraspălarea (*overwash*), acţiunea vântului, formarea şi migrarea intrândurilor, dispariţia dunelor şi numeroase probleme induse de activitatea umană (de exemplu, reducerea cantităţii de nisip, creşterea eroziunii, pagube la resursele de apă).

Iniţiativele naţionale de a dezvolta potenţialul turismului costier au condus la evaluări rapide şi valoroase ale proceselor costiere generatoare de risc în această regiune şi nu numai. Listele de evaluare rezultate se bazează pe sisteme de eroziune sub impactul uraganelor şi/sau furtunilor de iarnă, sisteme cum ar fi insulele barieră, falezele tăiate în materiale neconsolidate, oricum, o listă ce poate

BUNAT STEFAN CEL MARE LIBRARY

fi adaptată pentru orice fel de tip de țărm. Cei mai mulți geoindicatori sunt evaluați în teren. O inspecție cu lista de verificare în mână va permite determinarea covorului de vegetație, a configurației dunelor, a stării lor erozionale, a caracterului plajelor și alți parametri (tabel 8.5). Altă informație poate fi extrasă din surse cum ar fi hărțile (topografice, geologice, geomorfologice, ale solului, utilizării terenurilor), aerofotogramele, filme video și documentări privind ratele de eroziune.

Tabelul 8.5. Geoindicatorii riscului costier (Bush et al., 1999) cu modificări

Geoindicatori	Categoria de risc cu referire la pagubele asupra proprietăților în arealele costiere modelate în materiale erodibile neconsolidate		
	Risc mare	Risc moderat	Risc redus
Parametrii generali			
Altitudinea relativă	Sub 3 m	3 - 6 m	Peste 6 m
Vegetația	Teren nud, vegetație rară, vegetație căzută, specii non-native	Shrubs, iarbă, vegetație necăzută	Pădure, vegetație matură, fără eroziune
Parametrii țărmului			
Descrierea zonei de offshore(departe de țărm)	Fetch mare, apă puțin adâncă cu deschidere largă, șelf îngust cu mare energie	Fetch moderat, șelf de lățime moderată, bare offshore	Fetch limitat, protecție naturală (recifi, bare)
Rata de eroziune (din tabelul 8.6)	Eroziune severă spre moderată	Stabilitate	Acreție
Lățimea și panta plajei și grosimea materialului de plajă	Îngustă și abruptă ; subțire cu mâl expus, turbă sau lemne; puțin nisip disponibil.	Lățime medie sau îngustă de plajă uscată; potențial pentru perturbarea furnizării de nisip	Plaje largi și netede ; berme bine dezvoltate ; furnizare bună de nisip.
Configurația falezei (dacă este prezentă ; a se vedea tabelul 8.6)	Abrupt nud ; taluz recent sau fără taluz în bază	Abrupt acoperit de vegetație și taluz bine dezvoltat în bază	Pantă cu înclinare mică (rampă mare) ; covor matur de vegetație
Prezența dunelor	Fără dune (se văd efectele supraspălării)	Dune mici sau discontinui; dune stopate în evoluție	Dune unite sub formă de creste, continui, înalte, largi
Supraspălare(overwash)	Frecventă ; apronuri de supraspălare sau numeroase conuri ; intrânduri în dune la terminarea drumurilor	Ocazional ; conuri de supraspălare de extindere limitată	Fără supraspălare
Structuri inginerești	Numeroase diguri perpendiculare pe linia țărmurlui(groins) ; stabilopozi ; « sparge-valuri » ; lucrări de reconturare a plajelor (beach scraping)	Puține structuri de apărare a plajelor și falezelor	Fără structuri
Parametrii intrândurilor			
Amplasări(așezări)	Foarte aproape	În orizont	Foarte departe

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

relative la intrânduri sau gura râurilor			
Potențial de intrânduri	*Spit* sau insule înguste ; reduse cu ape deschise spre uscat ; intrânduri istorice ; canale deget	Lățimi și înălțimi moderate dacă apele deschise sunt spre uscat ; canale deget scurte	*Spit* sau insule largi ; puține ape deschise spre uscat sau marșe protective largi ; fără canale deget
Parametrii interni			
Configurația dunelor	Fără dune sau cu dune artificial îndepărtate, întrerupte de tăieri de drumuri, construcții de situri, cărări ; despădurire sau îndepărtări de vegetație	Discontinui ; moderat bine vegetate ;întreruperi minore (de tăieri de drumuri, nivelări pentru construcții)	Dune înalte bine împădurite ; drumuri ce merg în jurul câmpurilor de dune ; traficul cu piciorul ținut în afara dunelor
Drenaj	Slab	Moderat	Bun
Solul	Compactabil; lipsuri pentru facilități septice(impermeabil)	Rezonabil de bun sub aspectul rezustenței ; permeabilitate variabilă	Permeabil ; bun sub aspectul rezistenței
Alte aspecte	Deschideri de apă(lagună, estuar) în spatele barierei ; marșe sau mlaștini (mangrove)	Șes inundabil sau terase cu altitudini reduse	Teren înalt

Acest tabel reprezintă o listă de verificare calitativă a geoindicatorilor obișnuiți care pot fi luați în considerare când se evaluează riscul. Limitele cantitative pot fi plasate pe parametrii individuali dacă este cunoscută dinamica sistemului. De exemplu, înălțimile date sunt tipice pentru insulele bariere din sud-estul S.U.A.

Determinarea și monitoringul poziției istorice a liniei de țărm se face, îndeobște, folosind vehicule amfibii, GPS cinematic, aplicarea tehnologiei digitale pe profile perpendiculare pe linia de țărm. Lucrările de apărare și ratele de asigurare trebuie să se bazeze pe tehnici de înaltă performanță pentru a avea cele mai precise și pline de acurateță informații asupra poziției liniei de țărm. Or, pentru aplicarea geoindicatorilor nu este necesară o precizie atât de înaltă pentru luarea de decizii și aplicarea unei liste de verificări. Aceasta din urmă este rapidă și se realizează fără mari cheltuieli. Fotografiile din fig. 8.10 ilustrează unii indicatori listați în tabelele 8.5 și 8.6.

Deși multe din țărmurile lumii sunt erodate, unele sectoare sunt supuse acreției. La evaluarea în teren vor fi verificați toți indicatorii listați în tabelul 8.6 și care sunt vizibili în teren. Examinarea tuturor acestor criterii este foarte importantă din cauză că unii geoindicatori pot fi ambigui, fără coroborare. De exemplu, o plajă îngustă nu indică în mod necesar eroziune. Cercetătorul va face o evaluare unde anume țărmul este sever erodat, stabil sau în acreție. O simplă înregistrare fotografică luată la fiecare sit este un mod ușor de a începe documentarea asupra schimbărilor țărmului, precum și de a permite o re-evaluare a caracterizării făcute la un moment dat.

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

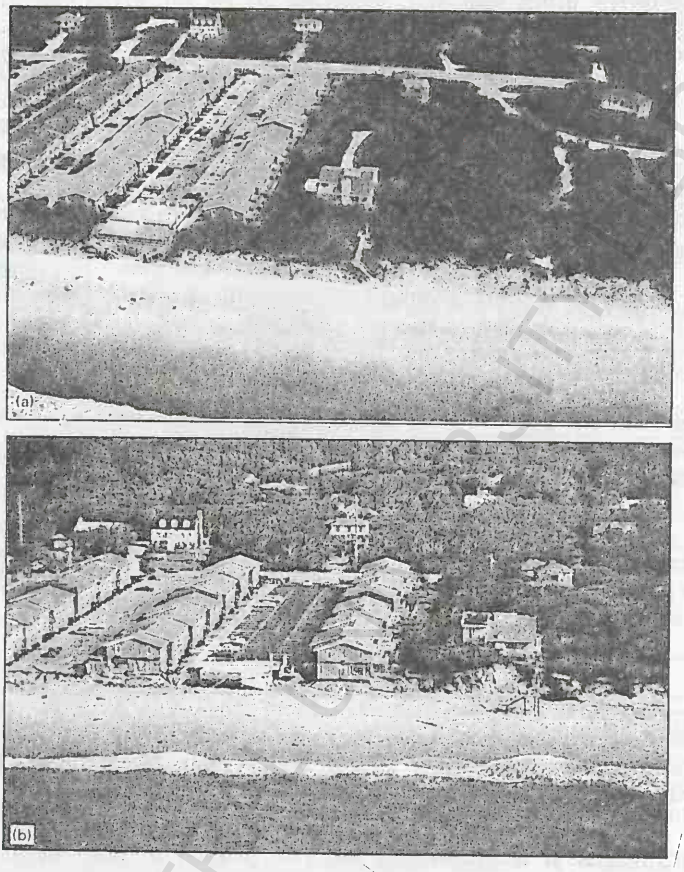


Fig. 8.10. (a) Aplicarea rapidă a geoindicatorilor identifică o zonă de mare risc în lungul acestui sector al țărmului Pine Knoll Shores, Bogue Banks, Carolina de Nord, gradual spre risc moderat înspre interiorul insulei. Covorul de pădure protectiv ce se vede pe partea dreptă a fost distrus pe partea stângă, datorită construcțiilor dense. Plaja îngustă, dunele cu scarpuri, faleza fără vegetație și lipsa taluzului indică abraziune severă. Încrestarea dunelor de pe fața plajei paralelă cu linia țărmului dovedește o potențială supraspălare. În contrast, casele de dincolo de Autostrada 58 în ultimul plan sunt înălțate și înconjurate de vegetație protectivă. Casa din față, dreapta este bine poziționată la înălțime dar este expusă hazardului vântului și în zona de eroziune; (b) același areal după huricanul Fran, septembrie 1996. Se observă eroziunea completă a feței plajei pe partea stângă cu pagube grele asupra clădirilor. Casele din ultimul plan nu au fost afectate (Bush et al., 1999).

Un program de monitorizare a țărmului poate fi realizat în mod simplu prin caracterizarea (tabel 8.5) și fotografierea (din poziții fixe) a fiecărui sit costier anual sau bianual și după furtuni. Formele de relief costiere sunt controlate de un șir larg de factori geologici și climatici, cât și procese ce acționează într-o varietate de scări. Frecvența, intensitatea și localizarea proceselor fizice active sunt controlate de *factorii regionali* (cum ar fi seismicitatea sau latitudinea),

factori locali (cum ar fi bariere offshore protective şi configuraţia costieră) şi *factori specifici sitului* (cum ar fi altitudinea ţărmului şi vegetaţia). Geoindicatorii tind să se concentreze pe ultimele două categorii de factori care prezintă o variaţie de sub 100 de ani.

Tabel 8.6. Lista de verificare a geoindicatorilor suplimentari pentru evaluarea geoindicatorului major al modificării ţărmului (Bush et al., 1999)

Abraziune severă
Dune absente cu spălări în suprafaţă obişnuite
Abrupturi de faleze active sau resturi de dune
Canale tidale expuse în zona de surf
Vegetaţie absentă
Structuri antropice de apărare a ţărmului ajunse acum pe plajă sau offshore
Fragmentarea plajei (« nisip pufos ») evidentă
Abraziune
Dune cu abrupturi sau secţionate (sparte)
Faleze abrupte fără rampă de taluz
Turbă, mâl sau trunchiuri de arbori expuşi pe plajă
Plajă îngustă sau fără plajă la reflux (fără plajă uscată)
Canale de terecere a apei la spălări în suprafaţă, conuri mici ; intrânduri artificiale(de exemplu, tăieri de drumuri)
Vegetaţie efemeră sau căzută la nivelul liniei de abrupt
Acreţie sau stabilitate pe timp lung
Dune şi creste de plajă robuste, nesparte, bine vegetate
Faleze vegetate cu rampă(vegetată) de taluz stabilă la bază
Plaje largi cu berme bine dezvoltate
Spălări în suprafaţă absente
Vegetaţie bine dezvoltată de la păduri maritime în interior, spre tufişuri de dune şi iarbă de plajă.

Tabelul 8.6 oferă o listă de verificare a unora dintre cei mai importanţi factori geologici-geomorfologici ai proceselor costiere active. Evaluarea acestor parametri particulari în conjuncţie cu evaluarea modificării liniei de ţărm folosită în tabelul 8.5 arată frecvenţa şi intensitatea procesului, oferă indicii care anume procese costiere au potanţial de hazard şi indică vulnerabilitatea sit-ului respectiv cu privire la o schimbare potenţială globală (de exemplu, la creşterea nivelului mării). Natura specifică a listei cu geoindicatori reprezintă şi un ghid direct pentru acţiuni de atenuare specifice.

a) *Factori regionali ce influenţează riscul costier*

O privire rapidă asupra localizării geologice, geomorfologice şi oceanografice a unui sector de ţărm ne poate da informaţii preţioase asupra tipului de procese care ar fi active în acel areal. Localizarea regională în parte determină potenţialul de hazard. De exemplu, latitudinea va determina ce factori climatici şi oceanografici (ex., vânt şi tipuri de valuri, curenţi, susceptibilitatea la uragane). Localizarea oceanografică a şelfului continental adiacent şi configuraţia

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

costieră regională va influența distribuția energiei ce atinge linia de țărm (de ex., șelfurile înguste permit o energie mai mare a valurilor pentru a atinge un țărm, iar un șelf larg poate duce la creșterea înălțimii potențiale a inundării în timpul furtunilor). Prezența formelor naturale departe de țărm cum ar fi cordoanele de nisip sau recifii pot disipa energia valurilor și furniza o anume protecție naturală. Localizarea geologică și geomorfologică determină poziția unde anume țărmul este stâncos și rezistent sau unde este compus din materiale neconsolidate, erodabile.

Configurația liniei de țărm poate juca un rol important în creșterea sau reducerea intensității variatelor procese costiere și, astfel, a hazardelor costiere. Un țărm cu golfuri poate fi protejat în oarecare măsură de intensitatea atacului valurilor în timpul unei furtuni ; pe de altă parte, înălțimea valurilor uriașe de furtună poate crește întrucât apele acestor valuri sunt împinse în golf prin efectul de pâlnie. Pe de altă parte, un țărm convex nu este la risc în ce privește inundațiile prin valurile uriașe de furtună, dar riscul este mare în ce privește efectul energiei valurilor.

b) *Factori specifici* sit-*ului ce influențează riscul costier*

Factorii specifici ai sitului sunt indicatori primari ai hazardelor cu probabilitate de a cauza pagube proprietății (ex., abraziunea, inundațiile și atacul valurilor). Tipul liniei de țărm ce există într-un anume areal este o funcție a tipului de rocă și sediment, a formelor de relief construite sau erodate de valuri, a răspunsului la furtuni, a direcției dominante de abordare a valurilor, a înălțimii valurilor, a altitudinii țărmului, a influenței antropice. Geoindicatorii pot fi împărțiți în grupe ce includ *parametrii generali* (altitudine, vegetație), *parametrii țărmului* (tipul de zonă *offshore*, rata de abraziune, lățimea, panta și grosimea plajei, configurația falezelor, prezența dunelor, supraspălări, prezența și tipul structurilor inginerești de apărare a țărmului), *parametrii intrândurilor* (distanța de la intrând la gura râului; formarea intrândului și potențialul de migrare), *parametrii interni* (configurația dunelor, drenaj, sol) și *alte trăsături* (tabel 8.4).

Altitudinea sau *înălțimea* sitului este un determinant primar al susceptibilității la inundație. De exemplu, terenurile netede, joase sunt supuse mai ușor atacului valurilor destructive, spălărilor în suprafață, deflației sau inundațiilor datorate valurilor uriașe de furtună și tsunami. La o vizualizare rapidă a înălțimii se poate observa până unde au ajuns buștenii, resturile lemnoase, gunoiul împrăștiat pe un sit, cât și distanța în interior până unde apa sărată a distrus vegetația – toate acestea sunt indicii bune că efectele furtunii s-au făcut simțite în trecutul recent și probabil vor fi și în viitor. Arealele inundate anterior sunt cunoscute ca situri de hazard.

Vegetația. În general, un covor de vegetație gros pe pante neconsolidate este un bun indicator al stabilității și potențialului redus de hazard. Prezența unui covor de iarbă, de tufișuri și copaci înalți în zona din spatele plajei sugerează un potențial redus de eroziune și intruziuni infrecvente de apă sărată. Pădurile

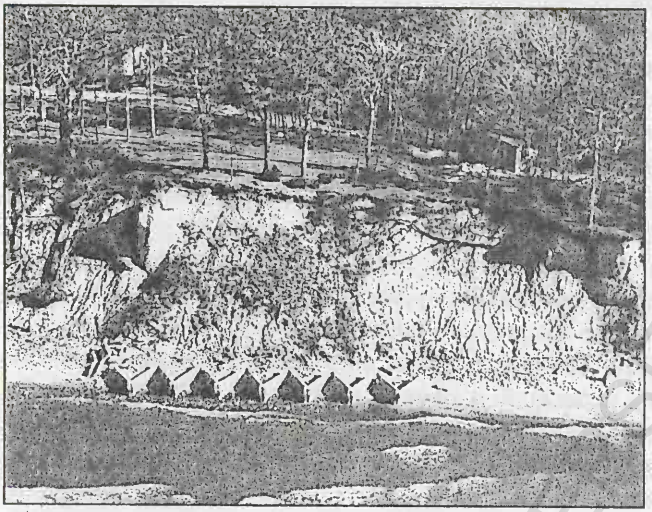
BOUNDARY UNIVERSITY LIBRARY

maritime mature sunt adesea cea mai bună protecție împotriva vântului. Tot la fel acționează mangrovele în lungul țărmurilor joase. Mangrovele se dezvoltă numai pe țărmurilor foarte joase unde vegetația tolerează sarea. Ele țin țărmul în loc și pot oferi protecție împotriva valurilor și vântului, așa cum s-a ilustrat foarte bine în timpul uraganului Andrew în sudul Floridei. Deși aceste areale sunt adesea în acreție, ele nu pot fi sigure pentru așezări deoarece se erod foarte rapid când mangrovele mor sau sunt îndepărtate artificial. Vegetația reduce scurgerea, captează sedimentele și reduce potențialul de eroziune. Marșele și covorul de vegetație de mlaștină pe partea interioară a insulelor barieră și în lungul estuarelor, lagunelor au același rol protectiv. Atenuarea pagubelor este cel mai bine realizată prin măsuri care să prevină îndepărtarea vegetației naturale în timpul intervențiilor antropice. Revegetarea dunelor și spatele plajelor cu ierburi naturale este o tehnică bine cunoscută și plantarea de marșe au avut succes în reabilitarea golfurilor și țărmurilor dechise împotriva eroziunii.

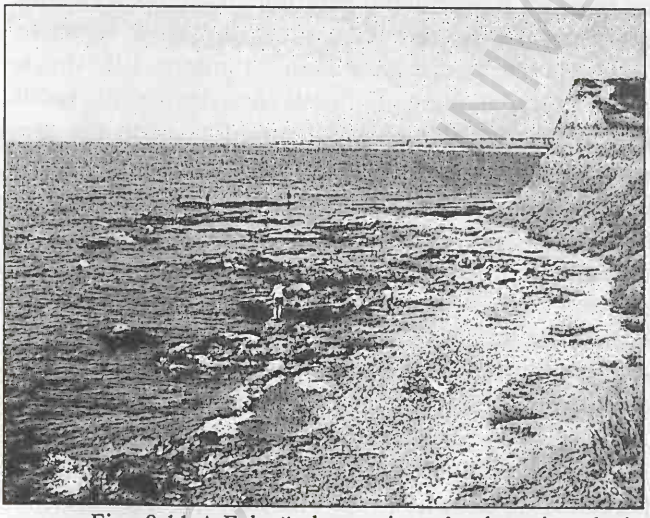
*Exposura apei (*fetch)*: spre mare* și *spre uscat.* Suprafața de apă deschisă a feței țărmului determină parțial dimensiunea valurilor de furtună. Cu cât este mai mare acest fetch, cu atât mai mare va fi potențialul valurilor. Astfel, proprietățile situate în fața unor corpuri restrânse de ape (cum ar fi golfurile, lagunele, esturele, strâmtorile) sunt expuse la mai puține hazarde decât proprietățile situate pe un țărm cu o largă deschidere spre mare. Barierele precum recifii, rocile submerse sau bancurile de nisip și deltele tidale pot modifica exposura prin împiedicarea energiei valurilor.

Stabilitatea țărmurilor. În cele mai multe cazuri, linia de țărm este cea mai puțin stabilă componentă a zonei de coastă și primește cea mai mare atenție din partea managementului, din cauza stării reale potențiale de pierderi și risc pentru proprietățile situate în apropierea coastei. Deși unele linii de țărm sunt stabile (țărmurile în roca în loc și tărmurile de acreție), țărmurile de abraziune sunt cel mai obișnuit întâlnite. Modificările în rata de eroziune, pierderile sau câștigurile în dunele frontale, evoluția punctelor slabe cum ar fi canaliculele prin care apa mării pătrunde pe uscat și impactul furtunilor se va reflecta în evaluarea geoindicatorilor (tabel 8.6). Proiectele de structuri de apărare a țărmurilor pot fi indicatori ai instabilității țărmului. Structurile costiere inginerești sunt realizate pentru a înjumătăți eroziunea țărmului sau a proteja clădirile. Asemenea eforturi în zona de coastă s-au concentrat pe plajă. Prezența structurilor inginerești de mare anvergură sau proiecte mai mici cum ar fi dunele artificiale, răzuirea plajelor și hrănirea plajelor sunt un indicator clar a problemelor din trecut și prezent și probabil un indicator al problemelor viitoare ale acelui sit (Bush et al., 1999).

Plajele, supraspălările, configurația dunelor. Dunele de nisip înalte, continui, bine vegetate, situate în spatele plajei sunt dovada unui țărm stabil sau în acreție și, astfel, un sit cu risc redus. Un studiu al schimbărilor geomorfologice cauzate de uraganul Hugo în lungul coastei Carolinei de Sud au arătat că suprafețele largi de dune (30 m sau mai mult) au protejat clădirile de furtună.



A.



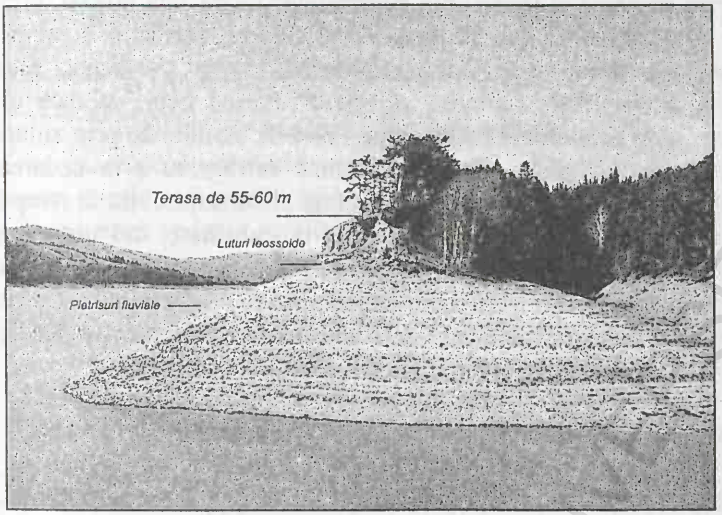
B.

Fig. 8.11.A.Faleză de eroziune în depozite glaciare, țărmul de est al Lacului Michigan. Comparația cu tabelul 8.5 și observarea feței abrupte, nude în partea dreaptă, zidul sub formă de "Z" și plaja îngustă cu un mic taluz cu rigole. Structura de apărare a falezei nu poate împiedica surparea în continuare a abrupturlui (Bush et al., 1999). B. Faleza Mării Negre la sud de Costinești, modelată în roci neconsolidate, activă, fără taluz și plajă (Ungureanu, 2003).

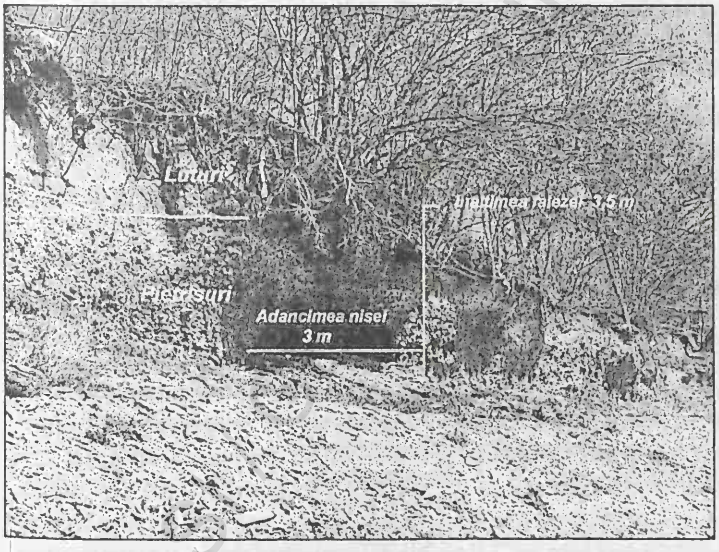
Dunele au jucat un rol protectiv similar și în cazul uraganului Opal. Falezele nude din spatele plajei arată eroziunea foarte recentă a valurilor de furtună și capabilitatea protectivă a dunelor este redusă până ce nisipul se acumulează și dunele sunt reconstruite. Plajele fără dune sau vegetație stabilă cu evidente spălări de suprafață sau cu mâl, turbă ori resturi vegetale expuse în zona de surf sunt la mare risc. Spărturile cum ar fi drumurile de acces, cărările transversale pe dune favorizează pătrunderea apei de mare și formarea canaliculelor de supraspălare,

BOUNDARY UNIVERSITY LIBRARY

un indicator de risc moderat. În schimb, sistemele largi de plajă cu berme bine dezvoltate sunt indicii pentru o stabilitate bună a țărmului.



C.



D.

Fig. 8.11. C. Faleză (h = 8 – 10 m), modelată în depozite de terasă fluvială, lacul Izvoru Muntelui, cu ritm mare de retragere (Rădoane, 2004). D. Faleză cu nișă de abraziune, modelată în depozite scheletice de versant, lacul Izvoru Muntelui. Prezența nișelor și a rădăcinilor libere ale arborilor – indicii ale unei retrageri rapide a țărmului) (Rădoane, 2004).

BOKU UNIVERSITY LIBRARY

Configurația falezelor (fig. 8.11). Retragerea marginii falezei este adesea rapidă și amenințarea proprietăților din partea superioară este mult mai rapidă decât se așteaptă. Prin surparea și prăbușirea materialelor de pe fața falezei, prin curgeri de pământ se produce taluzul de la piciorul falezei, formând o rampă protectivă temporară. Abraziunea valurilor îndepărtează taluzul, iar faleza este din nou destabilizată și mișcările în masă se repetă. Partea benefică este că procesul produce sediment care alimentează plaja. Falezele stabilizate prin ziduri de sprijin sau alte lucrări își pierd plaja și continuă retragerea prin cedarea versantului, adesea declanșată de drenajul de suprafață și subsuprafață. O rampă de taluz mare, acoperită cu vegetație matură arată o stabilitate, cel puțin pe termen scurt, în timp ce pantele abrupte, nude, libere ale taluzului sau cu debris proaspăt, arată eroziune activă. Din nefericire, falezele nu se retrag centimetru cu centimetru, ci de ordinul metrilor când are loc o alunecare rotațională. Falezele oferă indicii pentru evaluări detaliate ale mai multor geoindicatori (tabel 8.7).

Tabel 8.7. Geoindicatorii stabilității falezelor (Bush et al., 1999).

Caracterul falezei	Riscul de cedare		
	Mare	Moderat	Mic
Panta versantului	Abrupt	Moderat de înclinat	Redus
Vegetația	Fără vegetație ; efemeră ; plante înclinate sau cu rădăcinile rupte	Matură ; de la neperturbată la afectări minore la rădăcini	Matură, densă, neperturbată
Morfologia	Abrupt neted, cu brazde de alunecare sau mici abrupturi de desprindere, cu șanțuri de rigole, ogașe în formă de « V », conuri de material.	Neregulată ; abruptă ; posibil cu brazed de desprindere; minore rigole sau ogașe	Chiar dacă este cu pantă mare, abruptul de faleză este lipsit de microforme de eroziune
Rampa de taluz la piciorul falezei	Fără taluz ; taluz proaspăt ; nișă scobită de valuri	Taluz vegetat ;fără urme de abraziune	Taluz vechi, bine vegetat
Acțiunea apei freatice	Izvoare active sau prelingeri de apă pe fața falezei; ravene oarbe (de săpare); strate alternative poroase și neporoase	Potențial pentru izvoare sau prelinegeri de apă în perioadele umede (starte poroase) ; potențial pentru captarea apelor freatice (ex., irigații)	Nici o posibilitate de descărcare/captare a apelor freatice
Plaje cu rol de protecție	Absente sau înguste ; rampă formată din mâl sau plajă subțire ; structuri de apărare dislocate	Lățimi moderate spre mari; puține structuri de apărare sau fără	Plaje largi ; fără structuri de apărare
Condiții climatice, tipul de sol	Precipitații mari; soluri argiloase ; crăpături în sol ; lichefiere	Precipitații moderate spre reduse ; soluri moderat drenate ; variabilitate minoră	Precipitații reduse; soluri omogene, stabile, bine drenate

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Alte indici privind probleme de eroziune	Clădiri şi structuri antropogene pe sau în apropierea marginei falezei; prundiş pe plajă la fel şi în faleză; apaă noroioasă la surf	Clădiri dincolo de marginea falezei; apă în general limpede	Construcţii ameninţate; apă limpede în zona ţărmului

Falezele tăiate în roca în loc sunt rezistente la valuri, îşi păstrează înălţimea mai mare decât ţărmurile nisipoase şi au retrageri reduse. Oricum, riscul mic nu este implicit, întrucât la baza falezelor se formează nişe de abraziune care favorizează cedarea rocilor de deasupra. Stabilitatea falezelor active este funcţie de structura şi rezistenţa rocilor şi a unghiului de pantă. Stratele înclinate, faliile, fracturile, crăpăturile pot acţiona ca planuri de desprindere a lespezilor de roci. Din nou, taluzul de la piciorul falezei poate indica stabilitatea temporară.

Intrânduri şi gurile de râu. Unele plaje sau complexe plaje/dune pot constitui săgeţi litorale, perisipuri, cordoane litorale sau alte bariere cu ape deschise pe ambele părţi ale formei de relief respective. Aceste forme sunt atractive pentru diverse amplasări, mai ales turistice, dar asemenea terenuri sunt joase şi efemere, adesea supuse spălărilor, inundaţiilor şi eroziunii. Astfel de forme acreţionare sunt utilizate pentru determinarea direcţiei dominante a transportului de sedimente în lungul ţărmului către capătul cordonului sau săgeţii. Dacă laguna este gura unui râu sau un intrând ce lasă o portiţă, curenţii şi valurile sunt foarte dinamice. Liniile de ţărm în aceste areale, aproape fără excepţie, sunt zone de mare risc cu privire la hazardele costiere.

Dune interioare, tipuri de drenaj şi sol. Dunele din interiorul insulelor au o funcţie importantă cu privire la reducerea riscului pierderilor de proprietăţi. Dunele oferă altitudine şi protecţie împotriva valurilor de furtună şi a valurilor obişnuite şi înălţimea poate acţiona ca un scut împotriva vânturilor păgubitoare. Dunele frontale sunt forme de relief protejate în multe state, dar dunele interioare adesea folosite pentru exploatarea nisipului. Drept rezultat, volumul preţios de nisip este redus şi altitudinea coboară (fig. 8.12).

Lecţia pe care a dat-o uraganul Hugo în Carolina de Sud a fost că sistemul de dune trebuie să fie mai înalt, mai larg şi mai continui pentru ca protecţia împotriva pagubelor să fie mai mare. Dacă există o plajă largă sănătoasă dunele din zona de expunere au o cantitate suficientă de nisip pentru a se reface şi a creşte, pe când dunele din interior nu au aceeaşi capacitate. Cantitatea de nisip este acoperită de case, străzi, grădini. Odată ce dunele din interior sunt distruse se pot reconstrui şi repara numai artificial. Cea mai bună alegere este de a conserva dunele şi de a proiecta arhitectura în jurul lor şi peste ele. Potenţialul de pericol va fi mai puţin, costul reconstruirii dunelor eliminat şi va rezulta o dezvoltare mai sigură, mai estetică şi mai plăcută.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

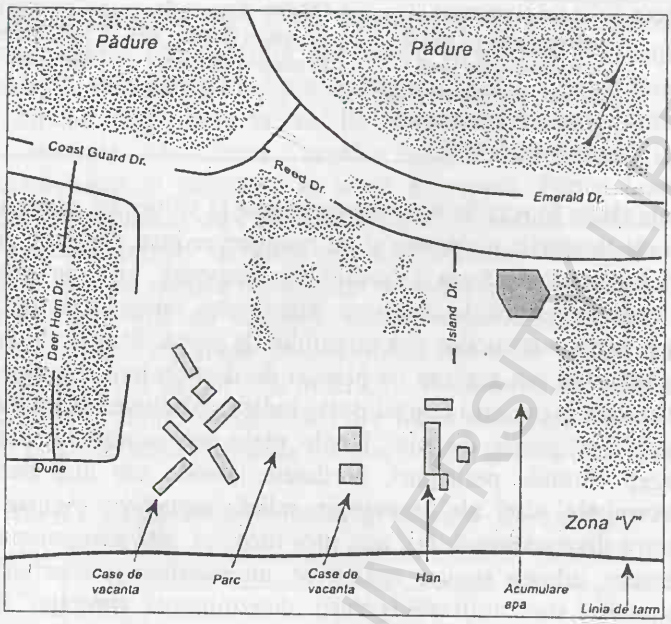


Fig. 8.12. Schiță de hartă a unei zone de pe țărmul Carolinei de nord (Bogue Banks), arătând zona extinsă de dune și pădure maritimă îndepărtată (partea deschisa la culoare). Transformarea rapidă a zonei a schimbat semnificativ vulnerabilitatea hazardelor costiere (zona V). Geoindicatorii reprezintă un instrument pentru reevaluarea calitativă frecventă a riscului și abordarea celor mai relevante acțiuni de atenuare a acestuia (Bush et al., 1999).

Modul cum un sit este drenat e important, întrucât drenajul bun este unul din indicatorii numeroși ce sugerează potențial redus de risc. Drenajul este o funcție a tipului de sol și solurile nisipoase tipice ale insulelor barieră sugerează un bun drenaj. Argilele și marșele îngropate sau mâlurile fine pot bloca percolația și prezintă fundații slabe pentru clădiri. În mod similar, turbele îngropate se pot comprima și cauza subsidență sau fundații instabile. Profile de sol bine dezvoltate sunt indicii ai stabilității. Pe de altă parte, atunci când un asemenea profil este expus pe fața falezelor supuse atacului valurilor, dovezile sunt evidente pentru instabilitate.

BCU IASI - BIBLIOTECA UNIVERSITATII - LIBRARY

9. Cercetările de geomorfologie aplicată pentru domeniul amenajărilor silvice

Elemente generale de cunoaştere a impactului pădurii asuprta mediului. Cercetările geomorfologice pentru ameliorarea silvică a terenurilor supuse eroziunii în suprafaţă. Cercetările geomorfologice în cazul amenajărilor silvice pentru controlul proceselor de mişcare în masă, în special, a alunecărilor. cercetări geomorfologice în cazul amenajărilor complexe ale bazinelor torenţiale. Cercetări geomorfologice pentru diminuare prin amenajări silvice a eroziunii eoliene. Cercetări geomorfologice asupra impactului exploatărilor forestiere (tăieri, transport, drumuri etc). Cercetări geomorfologice în cazul fenomenelor extreme din ariile împădurite: doborâturi, avalanşe, mari deplasări de teren.

Abordarea aspectelor geomorfologice cu aplicaţie în scopul amenajărilor silvice obligă să ne raportăm la câteva elemente specifice, şi anume:

-pădurea este apreciată ca un factor morfogenetic care atenuează intensitatea altor factori morfogenetici prin modificarea radicală a regimului hidric în aceleaşi condiţii morfoclimatice în care acţionează un teren neîmpădurit;

-pădurea protejează suprafaţa solului împotriva eroziunii hidrice, atât eroziunea în suprafaţă, cât şi eroziunea torenţială;

-pădurea reduce considerabil, până la anulare, efectele vântului ca agent morfogenetic;

-lipsa pădurii de pe un areal susceptibil la alunecări de teren duce la desfăşurarea şi accentuarea procesului în arealul respectiv;

-pădurea poate schimba radical regimul terenurilor sărăturate sau cu exces de umiditate şi, în acelaşi timp, poate ameliora terenurile indiferent de umiditate.

La toate acestea mai adăugăm un fapt bine documentat - distrugerea

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pădurii prin incendiere poate produce mari dezechilibre în morfogeneză în timp scurt. Datorită acestor aspecte, în toată lumea, pădurea este abordată ca un factor conservator şi moderator al altor condiţii de mediu, inclusiv, cele ale morfodinamicii actuale a reliefului. Astfel, sarcina capitală a specialiştilor este realizarea de lucrări ameliorative pe terenurile degradate sau supuse vicisitudinii agresivităţii unor agenţi climatici, agresivitate înţeleasă în raport cu interesele colectivităţilor umane dintr-o regiune morfoclimatică dată. Din aceste motive este foarte dificil de a separa sarcina cercetătorilor geomorfologi de cea a cercetătorilor silvicultori, mai ales că este vorba de abordarea terenurilor degradate, dar şi a altor categorii de teren asupra cărora pădurea are un impact evident. Un lucru este clar, pentru a se evita amatorismul cercetărilor şi evaluărilor într-un alt domeniu fără a subaprecia aportul silvicultorilor (care se ocupă şi ei de unele probleme de morfologie şi procese de modelare a reliefului), este nevoie de aportul geomorfologilor.

Implicarea geomorfologilor în cercetările de silvicultură comportă următoarele aspecte:

-elemente generale de cunoaştere a impactului pădurii asupra mediului şi, în special, asupra elementelor cu efect imediat;

-cercetările geomorfologice pentru ameliorarea silvică a terenurilor supuse eroziunii în suprafaţă;

-cercetările geomorfologice în cazul amenajărilor silvice pentru controlul proceselor de mişcare în masă, în special, a alunecărilor;

-cercetări geomorfologice în cazul amenajărilor complexe ale bazinelor torenţiale;

-cercetări geomorfologice pentru diminuarea eroziunii eoliene prin amenajări silvice;

-cercetări geomorfologice asupra impactului exploatărilor forestiere (tăieri, transport, drumuri etc);

-cercetări geomorfologice în cazul fenomenelor extreme din ariile împădurite: doborâturi, avalanşe, mari deplasări de teren.

9.1. Elemente generale de cunoaştere a impactului pădurilor asupra mediului şi, în special, asupra dinamicii reliefului

Prima regulă pe care trebuie să o ştie un geomorfolog este aceea că: factorul vegetaţie se evidenţiază în morfogeneză în *unitatea de timp geomorfologic de echilibru dinamic* (denumită "*graded*" de către Schumm şi Lichty, 1965, şi care poate avea un parcurs de ordinul a o mie de ani). Pentru perioada *timpului ciclic* (de ordinul milioanelor de ani) vegetaţia, prin relicte (trunchiuri de arbori, frunze, polen), poate să ne ofere informaţii asupra mediului morfogenetic. Aceasta pentru că rolul ei în timpul ciclic este absorbit în tipul de regim morfoclimatic. Prin urmare, influenţele pădurii asupra mediului, cu repercusiuni directe sau indirecte în morfogeneză, sunt:

a)asupra *climatului*, în aproape toate componentele lui pe termen scurt,

subordonat condițiilor zonale sau regionale;

b)asupra *bilanțului hidrologic*;

c)asupra *regimului aluviunilor*;

d) asupra *stabilității terenurilor*.

9.1.1. Influențele pădurii asupra climatului

Sub acest aspect, geomorfologul trebuie să cunoască următoarele:

-că influența pădurii este pe termen foarte scurt şi nu poate substitui caracterul regional sau zonal al climei;

-că influența se caracterizează prin elemente ce dau starea climatică la un moment dat şi care, individual, pot afecta morfogeneza (de exemplu, temperatura, precipitațiile, vântul);

In privința influenței pădurii asupra climatului ca efect indirect în morfogeneză se impun următoarele precizări :

- *pădurile se adaptează şi îşi crează un microclimat specific* în raport cu radiația solară pentru că razele solare aduc nu numai lumina, ci şi căldura. De aceea, reducerea luminii sub acoperişul pădurii înseamnă o reducere, o diminuare a căldurii, dacă ea nu a fost modificată de alți factori. De exemplu, în pădurile tropicale căldura fiind din abundență, pădurile au un coronament foarte dezvoltat şi lasă să pătrundă un minim de lumină. Dimpotrivă, spre regiunile reci coronamentul se răreşte, lăsând să pătrundă o mare cantitate de lumină până la sol, tocmai din cauza nevoii de căldură;

- *o parte din radiație şi lumină este reflectată de către suprafețele superioare ale pădurii* şi această reflexie este indicată prin gradele albedoului, raport între radiația reflectată şi radiația primită. În cazul pădurilor, procentele albedoului variază de la 5 la 20. Ele variază în funcție de specie şi natura frunzişului. Astfel, coroanele stejarilor tineri dau valoarea 18, pinii tineri 14, bradul 10. Pentru o păşune uscată valoarea albedoului este 32; pentru o păşune verde, 25 şi pentru o păşune umedă, 22% (Kittredge, 1967);

- *pădurile pot modifica valorile extreme ale temperaturii aerului*, dar aceasta nu este valabil în toate zonele climatice. De exemplu, s-a constatat că în pădurile mediteraneene nu există o regulă în acest sens, adică pădurea să fie mai răcoroasă vara şi mai caldă iarna. In plus, mai trebuie precizat un aspect: pot fi diferențieri diurne, dar ca medii lunare, ca să nu spunem anuale, nu sunt diferențe evidente, cu urmări în morfogeneză. În pădure se înregistrează maxime mai ridicate ale temperaturilor în timpul lunilor când pădurea nu este înfrunzită, diferența atingând 1,2^{0}C în februarie. În cursul altor luni, când arborii au frunze, temperaturile maxime sunt mai coborâte şi ecartul atinge -1,9% în septembrie. Este evident că această ultimă influență provine de la umbra furnizată de coroanele arborilor, în aşa fel încât solul şi aerul imediat deasupra lui sunt încălzite de radiația solară mai puțin decât în teren descoperit. Temperaturile minime în pădure sunt mai mici cu aproximativ 1^{0}C față de cele înregistrate în teren descoperit în majoritatea lunilor şi s-a găsit un ecart maxim de 1,7^{0}C în

mai ; de fapt, evacuarea aerului rece este mai puțin rapidă în pădure decât în teren descoperit unde aerul mai cald din straturile superioare înlocuiește aerul rece, pe măsură ce acesta se scurge în jos. Cercetările experimentale realizate de Stațiunea Experimentală de Cultura Molidului de la Câmpulung Moldovenesc în perimetre din Munții Călimani au identificat diferențe și mai mari în variația temperaturii zilnice, dar și al temeraturii medii lunare.. De exemplu, pentru zilele din iulie 1999, diferențele la nivel diurn au ajuns până la 9^0C pe maximă și $2,3^0$C pe minimă. În ce privește dinamica anuală a temperaturilor pe intervalul 1981-1988, diferențele au ajuns la $3,2^0$C (Cenușă, 2002).

- *pădurile au influențe asupra vântului și umidității.* Vântul, cel puțin ca intensitate în arealul pădurilor, este legat de densitatea și dezvoltarea coronamentului, de dezvoltarea arboretului, în general. Spre exemplu, arboretele cu frunze căzătoare au o influență mult mai redusă când arborii sunt lipsiți de frunze și când vântul pătrunde în etajele inferioare ale structurii pădurii; în plus, vântul, indirect, poate influența transpirația, repercutându-se asupra bilanțului hidric. Cât privește influența pădurii asupra umidității, specialiștii sunt de acord că nu este influențată umiditatea reală, pentru că ea depinde de temperatură și trebuie subliniate diferențele de la un tip de pădure la altul. Astfel, în pădurile xerofite, ecarturile cele mai mari ale temperaturilor zilnice sunt egalate de ecarturile zilnice ale umidității. În pădurile temperate, la temperaturi aproximativ egale, în pădure și în afara pădurii, umiditatea poate fi diferită. Ca exemple, concludente sunt diferențele de intensitate a transpirației la fag, molid și pin silvestru; respectiv, în sezonul de vară când transpirația este maximă în Europa, la fag este 9,35%, molid de 2,65% și pin silvestru de 3,87%;

- *pădurile moderează regimul termic* al suprafeței în raport cu tipul și densitatea lor. Fenomenul este cel mai evident în cazul pădurilor din zona temperată.

O altă perspectivă asupra influenței pădurii asupra climatului o avem pe baza cercetărilor *paleoclimatelor*, din care s-a putut separa impactul activității umane în degradarea mediului, în general, și a climatului, în mod special (Goudie, 1993; Schmidt, Dikau, 2004; Diodato, 2006). Bazinul mediteraneean este considerat unul dintre cele mai afectate sisteme geografice de-a lungul timpului, aceasta și datorită vechimii locuirii de către oameni. Un studiu interdisciplinar realizat de colectivul din cadrul proiectului ARCHAEOMEDES (2005) ne oferă prilejul să comentăm pe bază de argumente *influența pădurii la scară regională.*

În a doua jumătate a secolului trecut, oamenii de știință au acceptat în cvasiunanimitate exitența unei „crize" în secolele I – III d.H., dar părerile au fost împărțite în ce privește cauza acestei crize (fluctuații climatice, eroziunea solului, ciuma, sfârșitul *Pax Romana*, migrațiile etc). În fapt, criza s-a reflectat în mod special în evoluția mediului geografic, motiv pentru care autorii proiectului mai sus citat au reușit să identifice rolul climatului, reliefului, solurilor, utilizării terenurilor și tipurilor de așezări umane în dinamica peisajului mediteraneean pentru o perioadă mai lungă de timp.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

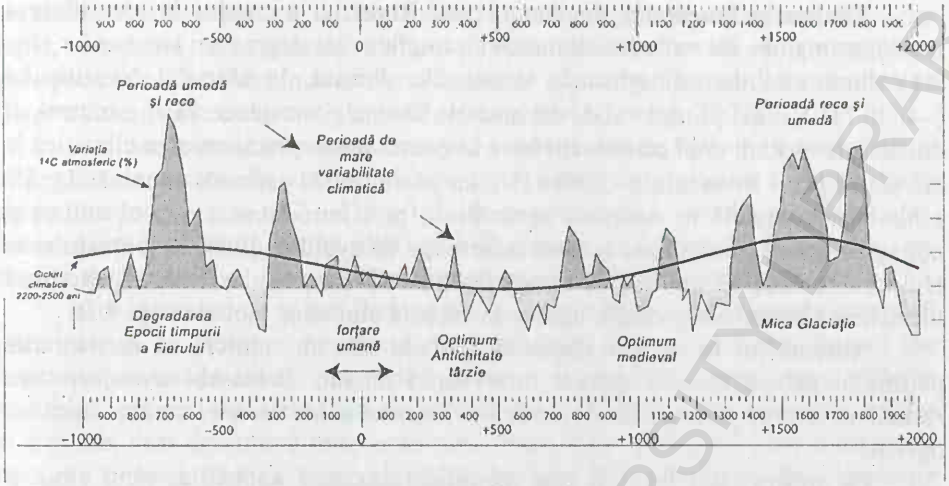


Fig. 9.1. Fazele degradării mediului geografic în Holocen în valea Rhonului(van der Leeuw et al., 2005).

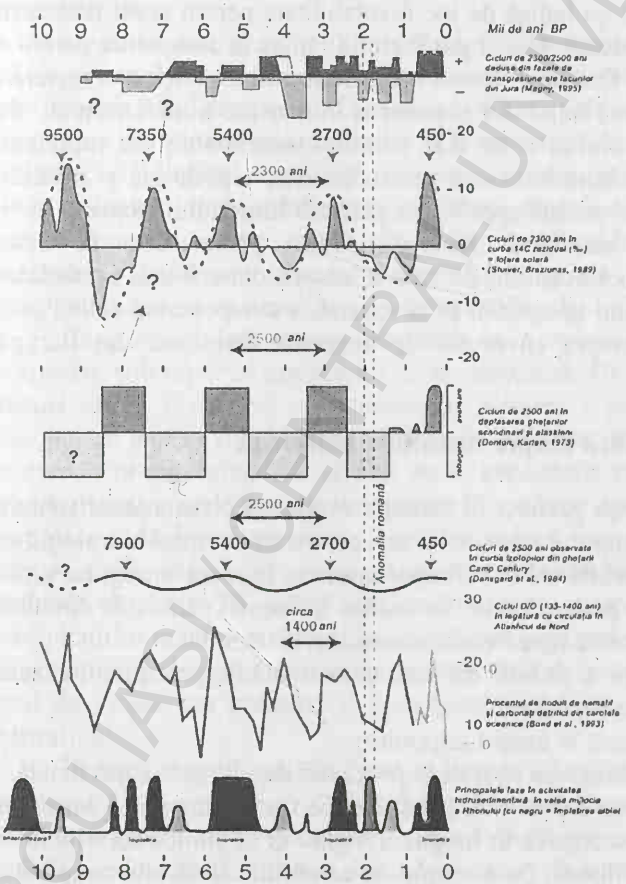


Fig. 9.2. Faze globale şi regionale ale degradării mediului geografic. De observat că fazele de degradare ale mediului în Epoca Bronzului şi în perioada romană apar în curba regională, dar lipsesc în curbele globale (van der Leeuw et al., 2005).

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Analiza sedimentelor din lungul văii Rhonului a condus la identificarea unor faze majore ale variației climatice și, implicit, ale degradării terenurilor (fig. 9.1). Sunt vizibile trei episoade erozionale. Primul, la sfârșitul Neoliticului (~4000 î.H.), după primul val de expansiune umană și intruducerea agriculturii, al doilea este atribuit unei combinații între impactul uman și schimbarea climatică la sfârșitul Epocii Bronzului (~2000 î.H.), iar al treilea, în perioada romană, după o schimbare completă în structura agriculturii, prin introducerea de noi culturi și noi agrotehnici. Comparând această informație cu evoluția globală a climatului în Holocen se observă imediat că Epoca Bronzului, dar mai ales Perioada Romană identificate în curba regională, lipsesc în curbele climatice globale (fig. 9.2).

Absența lor în curbele climatice globale este un indiciu că deteriorările peisajului geografic s-au datorat intervenției umane, îndeosebi *transformarea rapidă a întregi ținuturi de la utilizare forestieră la terenuri intens cultivate agricol.*

Pe graficul din fig. 9.2 este identificată această anomalie, când albia și delta Rhonului înregistrează o intensă colmatare și formarea de multiple brațe, fenomen datorat intrării de aluviuni din bazinul versant. Or, în bazinul versant condițiile climatice globale nu indică de loc favorabilitate pentru acest fenomen, comparativ cu fazele precedente. Un singur factor a rămas în competiție pentru a explica răspunsul albiei fluviului Rhon, *impactul uman asupra vegetației forestiere*. Astfel, degradarea reliefului și punerea în mișcare a mari cantități de aluviuni au avut loc în secolul al II-lea d.H. prin despădurirea a mari suprafețe. Acestea au fost luate în cultură intensivă pentru cereale, viță-de-vie și măslini, produsele respective fiind exportate apoi în alte părți ale Imperiului Roman.

Demonstrația este valoroasă deoarece pentru prima dată se aduc argumente, bazate pe tehnici avansate de datare, asupra dimensiunii impactului uman în degradarea mediului geografic, și în special, a componentei relief, prin intervenția fără predent asupra covorului de vegetație forestieră din Europa mediteraneeană.

9.2.2. Influența pădurii asupra bilanțului hidrologic

Cu privire la influența pădurii în bilanțul hidrologic, fenomenul trebuie privit și analizat la scara timpului scurt, 1 - 3 ani, pentru că circuitul hidrologic se realizează până la ultima celulă chiar în timpul unui an, la scara întregului glob, indiferent de întârzierile de pe continente. In analiza influenței pădurii în circuitul hidrologic sunt câteva elemente care trebuie cunoscute, și anume:

-puterea de intercepție a pădurii din cantitatea totală de precipitații căzute în comparație cu un teren neîmpădurit;

-cantitatea de apă scursă în lungul tulpinilor;

-funcția litierei în sustragerea apei de la procesele de scurgere superficială.

In ceea ce privește *intercepția precipitațiilor* (pe frunze, crengi) o parte din acestea se evaporă și doar scurgerea în lungul crengilor și tulpinilor contribuie la scurgerea superficială și infiltrații. De exemplu, în condițiile climatului temperat -

continental, într-o pădure de fag înfrunzită, intercepția poate depăși 40%, iar iarna, când nu are frunze, 19%, valorile variind funcție de intensitatea precipitațiilor. Cercetări în acest sens făcute de silvicultori în țara noastră arată că (Arghiriade, 1977; Gaspar et al., 1982, 1984, 1986 ; Cenușă, 2002):

- reținerile ating maximum la molid și pin și sunt de 810 - 831 g/m^2, față de 628 g/m^2 la larice; la frasin, platan, qvercinee, ulm, sălcioară reținerile în coronamente ajung la 687 - 415 g/m^2, iar la arbuști 661 - 418 g/m^2 (la sânger, lemn câinesc, păducel, cătină albă) și 340 g/m^2 la arinul verde. Concluzia care rezultă arată pentru ce specii optăm când vrem să diminuăm eroziunea.

Alte elemente ce se pot deduce din aceste realități sunt foioasele ca specii principale și de amestec, împreună cu rășinoasele dispuse în formă de șah sau benzi pe curba de nivel, pot reține în sezonul de vegetație și după căderea frunzelor, cea mai mare cantitate de precipitații. Pe de altă parte, specii de salcâm și arin alb, deși determină intercepții mici, între 270 - 220 g/m^2, creșterile foarte mari în tinerețe fac ca masivul să se încheie în 4 - 6 ani, deci protecția antierozională se închide repede. Trebuie, însă, avut în vedere că intercepția depinde nu numai de tipul de pădure sau arbori, ci și de cantitatea și intensitatea precipitațiilor.

De asemenea, și nu în ultimul rând, în bilanțul hidric dominat de pădure, un rol important îl are *intercepția și dispunerea zăpezii*. Intercepția maximă a zăpezii este noaptea când temperatura scade sub 0^{0}C și calmul crește. Evident, cea mai mare parte din zăpadă cade la rândul ei în raport cu alți factori ca: forma coroanei arborilor, rigiditatea coroanelor, mișcarea aerului, spațiul dintre ramuri ș.a. In ciuda dificultăților de măsurare a bilanțului zăpezii din pădure, unele concluzii sunt evidente, și anume: există mai multă zăpadă unde acoperișul de pădure are deschidere, decât sub coroanele arborilor. Topirea zăpezilor este în general întârziată în raport cu densitatea coronamentelor, latitudinea, expoziția, panta.

Ca geomorfologi suntem interesați în reconstituirea circuitului hidrologic, în special, sub raportul impactului în morfogeneză. Or, în cazul de față un aspect trebuie să fie clar: *prin capacitatea de reținere a precipitațiilor și atenuarea energiei de impact a picăturilor de ploaie, pădurea atenuează până la anihilare eroziunea în suprafață.* Pe de altă parte, cercetările experimentale arată că sub arbori, mai ales unde nu este un strat de litieră bine dezvoltat, are loc o dezgolire parțială a rădăcinilor arborilor. Dacă fenomenul este apreciat la scara timpului lung se poate căpăta imaginea rolului denudațional al acesteia. Experimente pe perioade de 15 - 20 ani și mai mult asupra intercepției prin coronament a precipitațiilor arată procente de intercepție până la peste 90% din cantitatea totală de precipitații, dar valorile sunt în legătură directă cu specia și vârsta arboretului, tipul de ploaie sau prezența și lipsa furtunilor. Câteva exemple le considerăm ilustrative:

În cazul unei plantații de *Pinus radiata* de 17 ani (Australia) situația este redată în tabelul 9.1. La ploile < 2 mm (burnița, ceața), intercepțiile ajung la 100%. In cazul unui arboret de *Cryptomaria japonica* de 30 ani, cu o densitate a acoperișului de 80% s-a dovedit că în timpul furtunilor intercepția scade la sub 15%.

Tabel 9.1. Procentul de apă interceptată în raport cu căderile de apă lunare într-o plantație de *Pinus radiata* de 17 ani (Kittredge, 1967)

Precipitații medii lunare (mm)	0 - 6	6 - 13	13 - 19	19 - 25	25 - 38	38 - 76	76 - 127	› 152
Interceptie (%)	94	70	62	56	50	41	31	15

In condițiile țării noastre (Arghiriade, 1977 ; Cenușă, 2002), retențiile în coronamente variază între 24 - 137 g/m^2 în cazul ploilor fără vânt cu indice de reținere între 0.016 - 0.130 (aceşti indici se calculează ca raport între greutatea copacului înfrunzit, raportat la rândul lui la suprafața coroanei proiectate si reținerile în coronament). Dintre arbuşti, cea mai mare intercepție o are cătina albă, (137 g/m^2) după care urmează laricele (91 g/m^2), ulmul (69 g/m^2) şi stejarul (56 g/m^2). La furtuni, intercepțiile scad la 10 - 30 g/m^2. Experimentele realizate de Miță (1978, 1999) în bazinele Ciurea (afluent al Bahluiului) şi Stâna de Vale (situat în bazinul superior al Crişului Negru) în cazul pădurilor de stejar, fag şi brad au arătat că în cazul ploilor mai mici de 1 mm şi intensități de 0,01 – 0,015 mm/min, întreaga cantitate de precipitații este reținută de cornament. La ploile extraordinare însă, care depăşesc 80 – 90 mm, reținerea nu mai reprezintă decât 3 – 4% din cantitatea căzută în teren deschis sau chiar mai puțin.

In ceea ce priveşte *scurgerea apei din precipitații în lungul crengilor şi a trunchiurilor*, ea poate prezenta în multe situații un procent însemnat din totalul intercepției, ajungând până la 15 - 30%, depinzând de specie, vârstă şi, evident, de existența frunzişului, de intensitatea ploii. În regiunile tropicale (de exemplu, Jamaica) s-au măsurat până la 97% apă din precipitații scurse pe trunchiul arborilor. Cu cât scoarța arborilor este mai netedă, scurgerea este mai mare. Este important să reținem că o asemenea scurgere generează denudarea şi dezgolirea parțială a rădăcinilor în partea din aval a arborilor situați pe terenurile în pantă.

In ceea ce priveşte *rolul litierei* (stratul de frunze de la suprafața solului, acumulat de la un an la altul), considerată ultimul strat de apărare pentru sol, ea are rolul de a amortiza impactul picăturilor de ploaie asupra solului, în acelaşi timp, sustrage o anumită cantitate de apă din procesul scurgerii. Cercetările făcute în țara noastră au pus în evidență rețineri până la 30 - 40% în cazul unei litiere de pădure bătrâne de fag (perimetrul Buhalnița, pe valea Bistriței), 21% într-o pădure tânără de stejar (Livada, Bistrița Năsăud). Aceasta depinde şi de panta terenului (Arghiriade, 1977). În cazul experimentelor din bazinele Ciurea şi Stâna de Vale (Miță, 1980), în condițiile unor valori ale deficitului de umiditate cuprinse între 30 şi 45 mm, precipitațiile mai reduse de 15 mm sunt reținute în proporție ce depăşeşte 60%, ajungând în anumite condiții să fie reținute în totalitate. În cazul precipitațiilor mai mari de 40 mm, la valori ale deficitului de umiditate care au variat între 30 şi 50 mm, s-a reținut între 40% şi 60% din cantitatea totală de precipitații căzute. Rezultă că în astfel de bazine litiera şi solul pădurii au o mare capacitate de înmagazinare, reținând în condițiile unui mare deficit de umiditate cantități care depăşesc 25 – 30 mm. Față de reținerea în coronamnetul arborilor, reținerea în litiera şi solul pădurii este mai importantă,

chiar în condiţiile unor ploi excepţionale de peste 80 - 90 mm.

Cercetările experimentale pe parcele cu diferite tipuri de vegetaţie, dar şi teren nud realizate de Gaspar et al. (1982) în bazine mici de pe valea Zăbalei şi a Oltului, Rădoane (2002) în bazine mici de pe valea Bistriţei (tabel 9. 2) arată că atât stratul de apă scurs, cât şi eroziunea specifică a solului realizează discrepanţe foarte mari între terenurile bine vegetate şi cele lipsite de vegetaţie.

Tabel 9.2. Valori comparative privind scurgerea şi eroziunea în suprafaţă pentru diferite folosinţe în perimetrele experimentale din arealul Carpaţilor Orientali şi Subcarpaţilor Curburii

Perimetrul	Suprafaţa parcelei m^2	Perioada de măsurători	Folosinţa terenurilor	Panta versant. %	Scurgeri mm	Eroziune t/ha/an	Sursa
Pângăraţi	15	1976-1983	fâneaţă consist. bună	62	1,29	0,003	N. Rădoane
«	15	1976-1984	păşune	62	5,85	0,1	«
«	100	1981-1984	păşune	43	8,8	0,12	«
«	100	1982-1984	păşune			0,02	«
Huiduman	15	1977-1978	păşune		4,1	0,017	«
Buba	15	1977-1978	fâneaţă rară		5,3	0,01	«
Buba	15	1977-1978	păşune		9,85	0,011	«
Buhalniţa	100	1953-1957	teren fără vegetaţie	33	53,5	29,3	Arghiriade et al.
«	100	1953-1957	fâneaţă cosită	33	11,0	0,155	«
«	100	1953-1957	fâneaţă	33	4,3	0,056	«
«	100	1953-1957	pădure fag*	33	1,1	0,086	«
«	100	1951-1957	pădure fag**	33	2,0	0,104	«
«	100	1951-1957	pădure fără litieră*	62	27,0	4,71	«
«	100	1953-1957	teren fără litieră**	62	33,0	5,7	«
Valea lui Bogdan	100	1953-1957	teren fără veg.	62	36,7	68,6	«
«	100	1953-1957	fâneaţă consist.	62	2,0	1,4	«
«	100	1953-1957	pădure fag+molid*	55	0,9	0,18	«
«	100	1953-1957	molid*	62	4,8	1,66	«
«	100	1953-1957	molid**	55	2,2	0,96	«
«	100	1953-1957	pădure molid fără litieră*	62	8,8	6,86	«
	100	1953-1957	pădure molid fără litieră**	55	7,7	6,75	«
Cremenea, Zăbala	1117	1977-1980	pădure	62	12,29	0,206	Gaspar et al.
«	72	1977-1980	teren fără vegetaţie	62	84,12	25,6	«
«	96	1977-1980			69,3	28,9	«
Hurjui	333	1977-1980	fâneaţă	41	24,5	0,27	«
«	1096	1978-1980	pădure rară şi veg. ierbacee	66	5,48	0,19	«
«	904	1978-1980		45	7,05	0,16	«
«	1276	1978-1980	Fâneaţă cu exemplare rare de arbuşti	60	4,95	0,15	«

* C = 0,8 ; ** C =0,6 (C = consistenţa arboretului)

BCU IASI CENTRE UNIVERSITY LIBRARY

De asemenea, dacă comparăm rezultatele numai pentru parcelele vegetate forestier şi ierbaceu, vom constata că atât stratul scurs de apă, cât şi eroziunea specifică este mai mare la parcelele acoperite cu păşuni şi fâneaţă decât la cele acoperite cu păduri, chiar dacă pădurea este rară. Aceasta se datorează, aşa cum vom vedea şi din alte exemple, intercepţiei şi evapotranspiraţiei mai mari în cazul pădurilor, decât în cazul fânețelor.

În condiţiile terenurilor din zona montană, unde în cea mai mare parte sunt ocupate de vegetaţie (păduri, fânețe, păşuni) se asigură o bună protecţie încât scurgerea şi eroziunea în suprafaţă sunt stânjenite. Măsurătorile efectuate în bazinul hidrografic Pângăraţi (fig. 9.3, Rădoane, 2002) asupra reţinerii precipitaţiilor în pădure de fag (consistenţă 0,8) şi în afara pădurii au arătat că pădurea reţine în coronamente o mare cantitate de apă. Reţinerile au variat funcţie de mărimea şi intensitatea ploii precum şi de faptul dacă ploaia a fost s-au nu însoţită de vânt. În cazul ploilor însoţite de vânt reţinerile au fost foarte mici chiar şi în cazul ploilor reduse cantitativ. Făcând o corelaţie între cantitatea precipitaţiilor căzute în teren deschis şi reţinerile de către pădure s-a obţinut următoare ecuaţie de regresie:

$$Rc = 62{,}24 - 31{,}8\,P \qquad (r = -0{,}68)$$

Rc= reţineri în coronamente; *P* = precipaţii căzute în zonă.

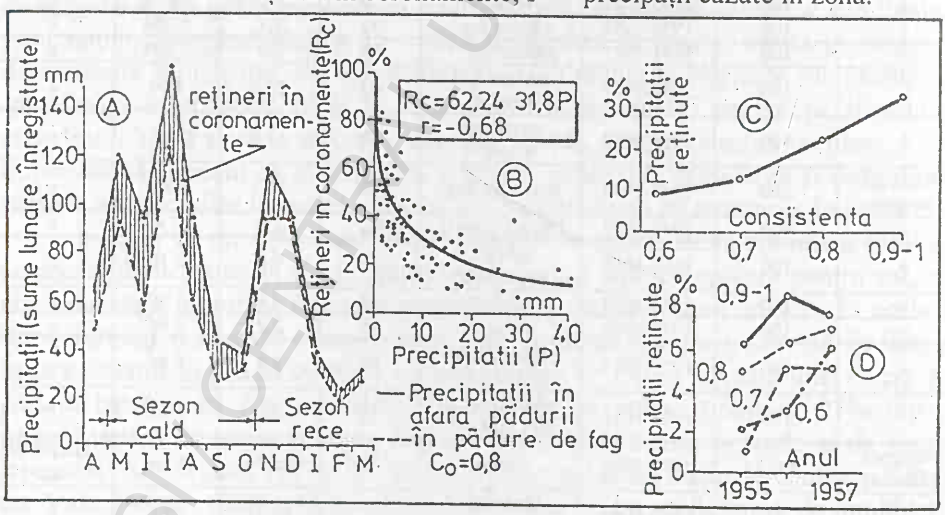


Fig. 9.3. Efectul pădurii de fag în reţinerea precipitaţiilor : A, precipitaţii reţinute în coronamente în pădure de fag (C 0,8) din bazinul hidrografic Pângăraţi ; B, corelaţia precipitaţii reţinute în coronamente (Rc) şi precipitaţii înregistrate în câmp deschis (P) la Pângăraţi (1981 – 1982) ; C, precipitaţii medii reţinute în coronamente desfrunzite de fag la diferite consistenţe în perimetrul Buhalniţa ; D, precipitaţii reţinute în coronamente de fag desfrunzite din perimetrul Buhalniţa (fig. A,B după Rădoane, 2002 ; fig. C, D după C. Arghiriade et al., 1960).

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

Se observă o legătură inversă între cele două variabile încât la valori de 40 mm, procentul reținerilor s-a situat între 10-15%. La ploile cu cantități situate între 1-10 mm, reținerile au variat între 25-50% cu specificarea că cele mai mici de 2 mm au putut fi reținute integral. Diferențierile pot fi făcute atât pe sezoane cât şi pe tipuri de consistență a pădurii. Pe graficul de repartiție în timp se pot observa foarte bine valorile mult mai mari înregistrate în sezonul cald, când pădurea dispune de un coronament înfrunzit, iar în sezonul rece aceste valori scad sub 8%.

O trecere în revistă a studiilor experimentale asupra rolului hidrologic al pădurii făcute în mai multe regiuni ale Globului, fie în faza de post – despădurire, fie în cea post – împădurire, realizată de Brown et al (2005) ne-a determinat să insistăm asupra concluziilor deosebit de relevante privind efectul pădurii în general.

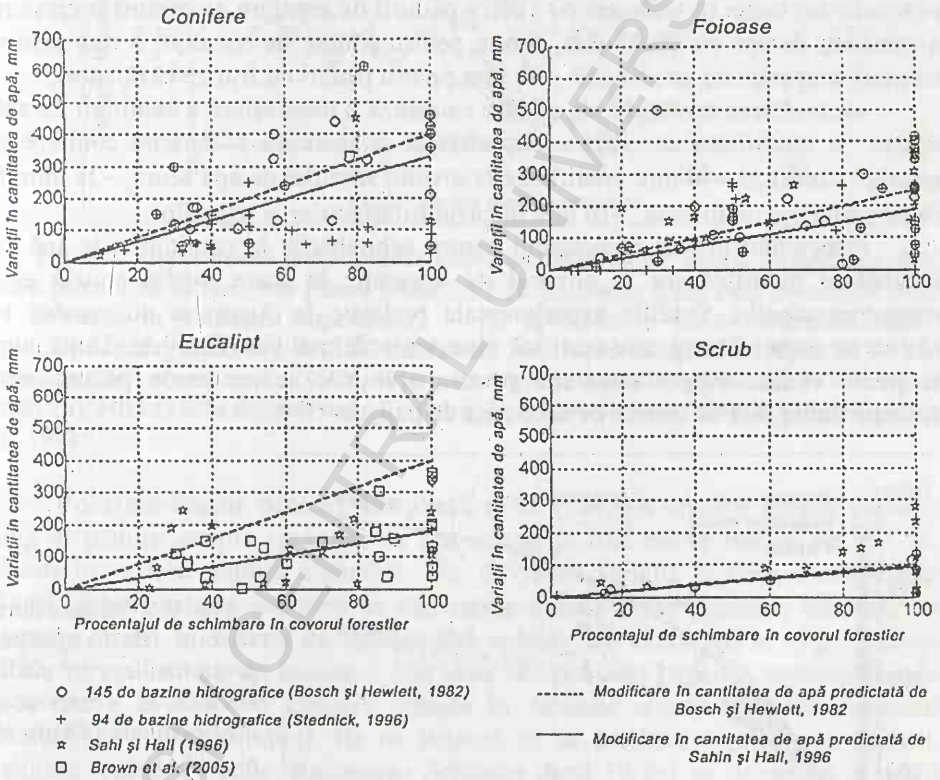


Fig. 9.4. Modificări ale cantității de apă ca un rezultat al schimbărilor în covorul de vegetație (date prelucrate de Brown et al., 2005).

Există o practică în cercetarea experimentală a efectului pădurii asupra volumului de apă eliberat şi/sau reținut de a lua în analiză mici bazine hidrografice perechi, din care unul este supus experimentelor, iar celălat rămâne pentru control (sau martor). Bazinele respective sunt aproximativ similare în ce

priveşte condiţiile de pantă, orientare, soluri, suprafaţă, climat şi vegetaţie, situate unul lângă altul sau cât mai aproape. În general, studiile bazinelor perechi raportate în literatură se împart în patru categorii : 1. Experimente de împădurire – conversia de la pajişte la pădure ; 2. Experimente de reîmpădurire – recoltarea pădurii şi plantarea aceluiaşi tip de vegetaţie ; 3. Experimente de despădurire – conversia de la pădurie la pajişte sau păşune ; 4. Experimente de conversie a pădurii – înlocuirea unui tip de pădure cu alt tip.

Din această analiză, am reţinut efectul schimbărilor asupra vegetaţiei în cantitatea medie anuală de apă scursă din bazinele respective şi variaţia în timp al acestui parametru.

Analiza *cantităţii medii anuale de apă* rezultată pe baza experimentelor a 94 de bazine perechi a condus la următoarele observaţii concluzive (fig. 9.4) :

-reducerea covorului de pădure cauzează o creştere a cantităţii de apă evacuate din bazin (o reducere cu 10% a pădurii de conifere determină o creştere a cantităţii de apă cu 20-25 mm, 6 mm pentru pădure de eucalipt, 5 mm pentru terenuri acoperite cu scrub şi 17 – 19 mm pentru păduri cu frunze căzătoare);

-dezvoltarea covorului de pădure cauzează o descreştere a cantităţii de apă scurse ; o modificare cu 10% a suprafeţelor ocupate cu păduri de conifere şi eucalipt cauzează ~40 mm modificare la nivelul stratului de apă scurs, ~25 mm în cazul pădurilor de foioase, ~10 mm în cazul tufărişurilor şi pajiştilor.

Principalul proces responsabil pentru schimbările în cantităţile de apă ca rezultat al modificărilor în covorul de vegetaţie la scara medie anuală este *evapotranspiraţia.* Studiile experimentale realizate în Australia au condus la obţinerea curbei Zhang care certifică observaţia de mai sus (fig. 9.5). După cum se poate vedea, evapotranspiraţia pentru terenurile acoperite de pădure este aproape dublă faţă de terenurile acoperite de pajişti.

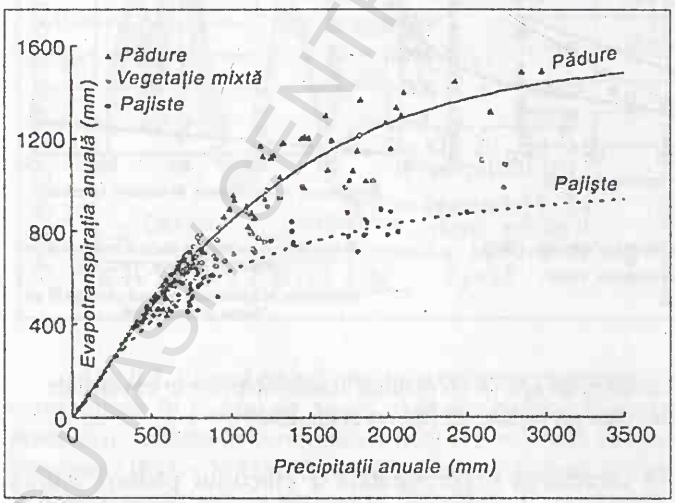


Fig. 9.5. Relaţia între covorul de vegetaţie, precipitaţiile medii anuale şi evaporaţia medie anuală (Zhang et al., 2001).

Răspunsul în timp al variaţiei cantităţii de apă sub influenţa covorului de vegetaţie. Aceleaşi experimente au arătat că scurgerea lichidă într-un bazin mic

BCU IAŞI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

răspunde rapid, în perioade de zile sau săptămâni, la tăierea rasă sau prin incendiere a pădurii şi este nevoie de un număr de ani de a se realiza un echilibru. Timpul de răspuns poate fi definit drept timpul necesar ca volumul de apă eliberat de bazin într-un an să atingă o nouă stare de echilibru ce urmează perturbării.

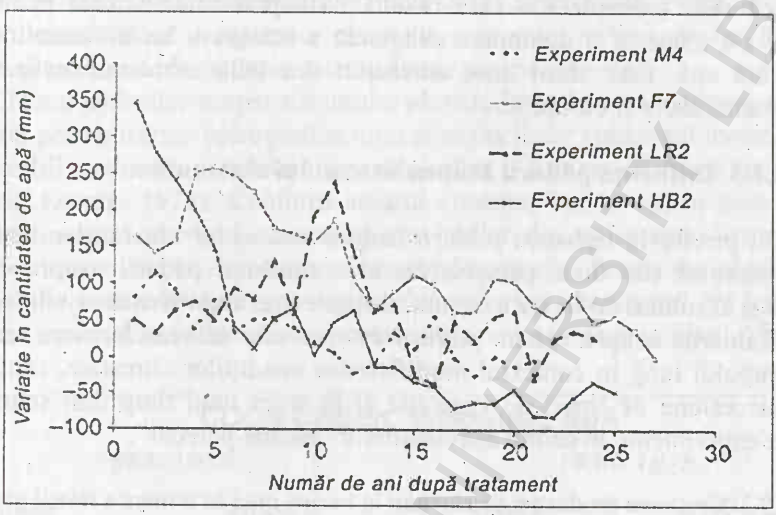


Fig. 9.6. Experimente privind modificarea cantității medii anuale de apă scursă în patru perechi de bazine : M4 (tăiere 100%) ; F7 (în jumătatea superioară tăiere rasă (anul 0), ierbicide în jumătatea superioară(2 – 7), semităere în partea inferioară(anul4), ierbicide în întregul bazin(5-7) ; LR2 (tăere rasă 24% în partea inferioară (anul 0), 27% în partea mijlocie a versantului (4 –5), 40% în partea superioară(8-9), ierbicide în tot bazinul (anul 10); HB2 (100% doborât (anul 0), ierbicide în întreg bazinul (anii 2-4) (Hornbeck et al., 1993).

Folosind bazine perechi, Hornbeck et al. (1993) a urmărit efectul pe timp lung al pădurii asupra cantității de apă scurse în mai multe bazine din S.U.A, situate în variate condiții climatice. Fig. 9.6 arată variația în timp a impactului tăierii pădurii asupra scurgerii în mai multe bazine experimentale. Bazinele au răspuns diferit în funcție de tratamentul aplicat. De exemplu, în experimentul HB2, întregul covor de pădure a fost tăiat ras şi a fost permisă regenerarea. În aces caz a avut loc o creştere inițială în debitele scurse (datorită reducerii intercepției şi transpirației), iar pe măsură ce se produce regenerarea pădurii, debitele scurse se reduc. Reducerea debitelor după 15 ani se datorează creşterii evapotranspirației noii păduri, mai mare decât în cazul pădurii bătrâne. Experimentul M4 a înregistrat tendințe similare cu HB2, iar în cazul F7, ierbicidarea a prevenit întâzierea regenerării pădurii şi efectul a fost vizibil asupra scurgerii. Observația generală ce poate fi reținută din aceste experimente este că în primii cinci ani după îndepărtarea pădurii are loc o creştere bruscă a cantității de apă scursă, după care urmează o variație staționară a debitelor apei scurse până ce un nou echilibru este atins.

In concluzie, luând în considerație modul cum precipitațiile şi scurgerea

BUCS CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sunt modificate sub efectul covorului de vegetație, putem evalua fără alt argument că rolul pădurii este în primul rând unul de protecție împotriva degradării terenurilor. Problema se pune însă şi altfel, şi anume: necesitatea unei schimbări într-un bazin de recepție între suprafața împădurită şi neîmpădurită, pentru că sunt exemple din care rezultă că supraevaluând rolul pădurii prin plantații s-a ajuns la o diminuare exagerată a scurgerii, încât zone întregi au rămas fără apă. Este cazul unor amenajări din țările africane, realizate după proiecte americane şi europene.

9.1.3. Influența pădurii asupra sistemului aluviunilor

Cu privire la *influența pădurii asupra sistemului aluviunilor*, fenomenul trebuie analizat din două perspective: al controlului pădurii asupra eroziunii normale şi al rolului de fixare a solului, de protecție, împotriva eroziunii eoliene.

Evaluările asupra *rolului pădurii în controlul aluviunilor* s-au realizat la scara timpului lung în contextul modificărilor condițiilor climatice, când a avut loc o succesiune de tipuri de vegetație şi la scara unui timp mai scurt, ce au implicat experimente în cadrul aşa-numitelor "bazine-perechi".

Tabel 9.3. Creşterea producției de aluviuni în bazine mici ca urmare a tăierii pădurilor (Walling, 1983 cu adăugiri)

Regiunea	Schimbarea utilizării terenurilor	Creşterea în producția de aluviuni	Sursa
Texas, SUA	Despădurire şi cultivare	x 340	Chang et al. (1982)
California de Nord	Conversie silvostepă - păşune	x 5 - 25	Anderson (1975)
Mississippi, SUA	Despădurire şi cultivare	x 10 - 100	Ursic, Dendy (1965)
Sudul Braziliei	Despădurire şi cultivare	x 4500	Bordas, Canali (1980)
Westland, Noua Zeelandă	Doborâtură	x 8	O'Loughlin et al.(1980)
Oregon, SUA	Pădure rasă	x 39	Fredriksen (1970)
British Columbia,Queen Charlotte I., Canada	Pădure rasă	x 15	Schwab (1983)
British Columbia, Rennel Sound, Canada	Pădure rasă	x 39	Rood (1990)
San Pedro Lake, Chile	Despădurire	x 3	Cisternas et al. (2001)
Noua Zeelandă	Conversie pădure indigenă - păşune	x 5 - 6	Kasai et al. (2005)

În binecunoscuta formulă USLE (Ecuația Universală a Eroziunii Solului)(Wischmeier, Smith, 1965, 1978), factorul *C* exprimă influența gradului de acoperire cu vegetație a terenurilor. Dacă pentru terenul nud, lipsit complet de vegetație, *C* are valoarea 1,0, pentru terenurile cu păşune permanentă, *C* = 0,003, iar pentru terenurile acoperite cu pădurea matură, densă şi strat de litieră, valoarea

lui *C* este 0,001. Acest factor generalizat conduce la concluzia că utilizarea terenurilor accelerează eroziunea solului de la 300 la 1000 ori. În tabelul 9.3 se prezintă o selecție a rezultatelor cercetărilor din care reiese modificarea producției de aluviuni ca urmare a despădurilor în diferite zone ale lumii. Creșterea producției de aluviuni în bazinele despădurite poate crește de 3 - 6 ori în cazul doborâturilor sau tăierilor obișnuite și la valori uriașe, de mii de ori, în cazul când terenurile despădurite sunt utilizate pentru cultivare.

Efectul pădurilor asupra sistemului aluviunilor a fost cel mai bine studiat și vizualizat pentru bazine hidrografice mici și mijlocii, iar conceptul teoretic care a făcut posibil evaluarea cantitativă a acestui efect a fost cel de *buget de aluviuni* (Dietrich, Dunne, 1978). Conform acestui concept, într-un bazin sunt definite variatele surse de aluviuni, transferul aluviunilor din ariile sursă spre diferite forme de stocare și spre evacuarea din bazinul respectiv. Partea din aluviuni care ajunge să fie evacuată reprezintă *raportul de efluență aluvionară*. Se înțelege că asemenea evaluări detaliate pot fi încununate de succes doar la nivelul bazinelor mici.

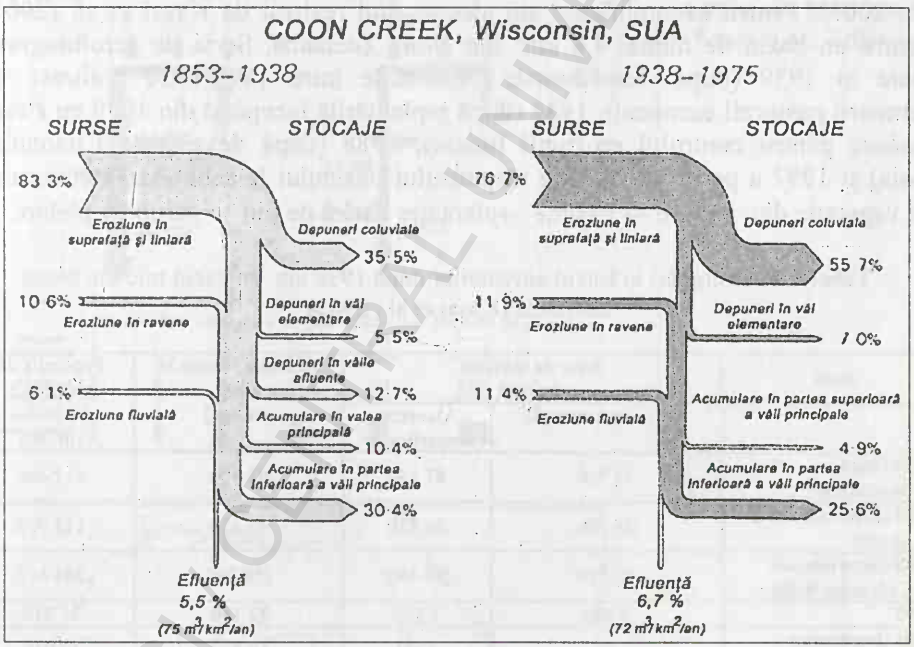


Fig. 9.7. Bugetele de aluviuni ale bazinului Coon Creek (360 km^2) după tăierea pădurii (1853 – 1938) și după reîmpădurire și alte măsuri protecționiste asupra solului (1938-1975) (date prelucrate de Walling și Webb, 1983 după Trimble, 1981).

Realizarea bugetului de aluviuni permite evidențierea cu claritate a rolului covorului de vegetație asupra eliberării și evacuării aluviunilor dintr-un bazin hidrografic. Un studiu clasic în acest sens este cel elaborat de Trimble (1976, 1981) care a provocat o adevărată controversă în comunitatea academică când,

pentru prima dată, s-a demonstrat prin dovezi concrete ce au însemnat despădurirea şi despăduririle în SUA şi nu numai. Fig. 9.7 prezintă sub formă grafică reprezentările unor asemenea bugete pentru bazinul Coon Creek, Wisconsin, în două perioade de timp când bazinul a fost supus unor ample modificări antropice.

Între 1853 şi 1938 , în bazinul superior a avut loc o severă eroziune datorită îndepărtării vegetaţiei şi luării în cultură a terenurilor. Măsurile de conservare a solului luate după 1930 au redus eroziunea în partea superioară a bazinului, dar au fost remobilizate în transport aluviunile depuse anterior în valea principală a râului, astfel că efluenţa aluvionară pentru cele două perioade de timp a fost aproximativ aceeaşi, chiar dacă eroziunea în bazinul superior s-a redus cu 25%.

După această dată studiile privind efectul pădurii şi a altor utilizări ale terenurilor asupra sistemului de aluviuni în bazine hidrografice s-au înmulţit şi evaluările cantitative s-au perfecţionat odată cu dezvoltarea aerofotogrametriei şi a imageriei satelitare şi a metodelor moderne de datare a sedimentelor (Meade, 1982 ; Oguchi, 1996 ; Owens, Walling, 2002 ; Lespez, 2003 ; van der Leeuw et al., 2005). Pentru exemplificare am ales studiul realizat de Kasai et al. (2005) pentru un bazin de numai 4,8 km^2 din Noua Zeelandă. Seria de aerofotografii luate în 1939 (după despăduririle cvasitotale între 1890-1920 realizate de fermierii pastorali europeni), 1984 (după replantările începând din 1979 cu *Pinus radiata* pentru controlul eroziunii liniare), 1988 (după devastările Ciclonului Bola) şi 1997 a permis evaluarea răspunsului bazinului la schimbarea covorului de vegetaţie din pădure → păşune →plantaţie tânără de pin → scrub → pădure.

Tabel 9.4. Schimbări în fluxul aluviunilor după 1939 într-un bazin mic din Noua Zeelandă (Kasai et al., 2005)

Anul	Surse de aluviuni (m^3/an)		Aluviuni stocate în albie (-m^3/an)	Producţia de aluviuni a bazinului (m^3/an)
	Eroziune torenţială	Alunecări superficiale		
1939 (după despădurire)	32 760	87 150	97 500	217 460
1984 (după replantare de pin)	16 590	50 730	45 450	112 770
1988 (după efectele Ciclonului Bola)	15 220	90 460	138 730	244 410
1997	5 600	3 470	22 140	31 210
2005 (împădurire totală)	0	3200	10 810	14 010

La aceste modificări de vegetaţie adăugându-se şi efectele Ciclonului Bola din 1988, fenomen extrem cu perioadă de recurenţă de 100 ani. Procesele geomorfologice au fost cuantificate în detaliu la nivelul mobilizării aluviunilor din aria sursă spre zonele de stocaj şi efluenţă. Tabelul 9.4 şi fig. 9.8 rezumă răspunsul bazinului prin bugetul de aluviuni la schimbările în covorul de vegetaţie şi la efectele unui eveniment meteorologic extrem. Efectul despăduririi a produs o cantitate de aluviuni comparabilă cu efectul unui fenomen extrem cu

BCU IAŞI / CENTRU LUCRĂRI LIBRARY

repetabilitate de 100 de ani. Important este de observat şi efectul măsurilor protecţioniste asupra producţiei de aluviuni. Astfel, după replantarea cu pin, producţia de aluviuni se reduce la jumătate, iar după reîmpădurirea totală cu aceleaşi esenţe care au fost iniţial, producţia de aluviuni s-a redus de 17 ori.

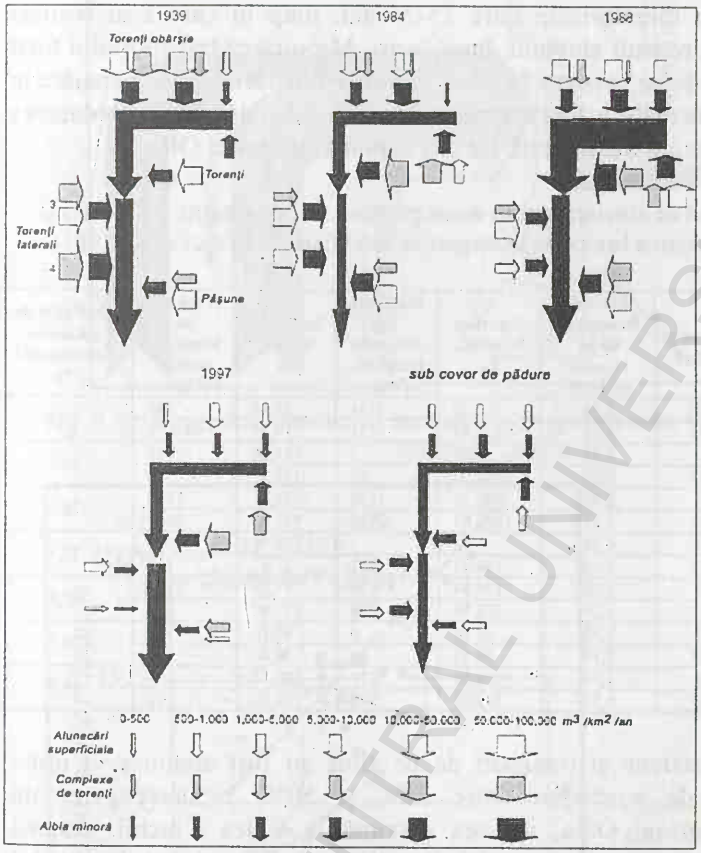


Fig. 9.8. Variaţia în timp a bugetelor de aluviuni pentru un bazin mic (Kasai et al., 2005).

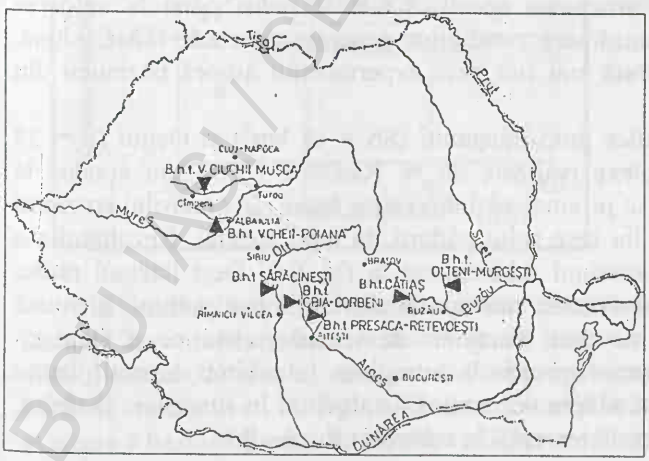


Fig. 9.9. Localizarea bazinelor experimentale exemplificate în tabelul 9.5.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Şi în România au avut loc cercetări experimentale valoroase asupra rolului pădurilor şi diferitelor măsuri protecţioniste în degradarea terenurilor începând cu anii 1960 – 1962 şi care au continuat foarte intens în anii 1970 (Traci et al., 1982). Localizarea bazinelor experimentale este dată în fig. 9.9.

Acestea au fost monitorizate între 15-24 ani, timp în care s-au realizat lucrări de consolidări, retenţii aluviuni, împăduriri. Micşorarea transportului total de aluviuni provenite de pe versanţi în urma executării lucrărilor de amenajare în cele 7 bazine experimentale a fost cuprinsă între 25,5 % şi 57,1 %, reducerea minimă revenind bazinului Sărăcineşti, iar cea maximă bazinului Olteni.

Tabel 9.5. Transportul de aluviuni mediu anual provenit de pe versanţi, înainte (I) şi respectiv, după amenajarea bazinelor hidrografice torenţiale (D)(Traci et al., 1981).

Bazinul experimental	Suprafaţa, ha	Situaţia în timp	Aluviuni transportate de pe versanţi, m^3/ha/an	Suprafata forestieră, ha	Eroziunea pe terenurile forestiere, m^3/ha/an	Suprafaţa arabilă, ha	Eroziunea pe terenurile arabile, m^3/ha/an	Coeficient de eficacitate antierozionale, %
Presaca	135,71	I	2,58	117,30	164	18,41	186	40,3
		D	1,61	121,54	131	14,17	78	
Obia	190,23	I	1,39	5,95	5	184,28	258	50,2
		D	0,69	51,02	32	139,21	99	
Cătiaş	1949,65	I	2,53	900,78	1128	1048,87	3803	28,0
		D	1,82	1006,67	940	942,98	2608	
Olteni	214,58	I	4,98	-	-	214,58	1068	57,1
		D	2,13	166,97	287	47,61	171	
V. Cheii	710,60	I	2,08	159,34	136	551,26	1341	37,8
		D	1,29	272,70	226	437,90	693	
V.Ciuchii	53,86	I	3,38	11,16	6	42,76	176	35,2
		D	2,19	23,52	26	30,40	92	
Sărăcineşti	701,26	I	1,76	420,69	571	280,57	666	25,5
		D	1,31	432,90	525	268,36	396	

Procesele de eroziune şi transport de pe albie au fost atenuate în urma executării lucrărilor de amenajare între 28% şi 50%, reducerea minimă înregistrându-se la bazinul Obia, iar cea maximă la Valea Ciuchii. Autorii consideră că dacă dezvoltarea vegetaţiei forestiere ar fi avut loc la nivelul bazinelor în întregul lor, eroziunea specifică s-ar fi redus până la valoarea eroziunii normale, corespunzătoare condiţiilor generale de rocă, relief, climă. Observaţia a fost demonstrată mai sus, prin experimentul asupra bazinului din Noua Zeelandă.

În bazinele hidrografice mici Pângaraţi (Sb = 18 km^2) şi Oanţu (S = 38 km^2), experimentele complexe realizate de N. Rădoane (2002) au condus la obţinerea unui tablou detaliat privind rolul diferiţilor factori în controlul eroziunii şi transportul aluviunilor, din care rolul pădurii, în mod special. Rezultatul s-a concretizat în bugetul de aluviuni schematizat în fig. 9.9. Deşi bazinul râului Pângăraţi este mai mic, agresivitatea surselor de aluviuni a fost puternic atenuată de intervenţiile antropice de tipul barajelor de retenţie, ceea ce a făcut ca aluviunilor târâte să fie captate aproape în întregime. În schimb, bazinul Oanţu are o contribuţie importantă asupra volumului de aluviuni în suspensie şi târâte, aceasta şi datorită unei reduse intervenţii în controlul aluviunilor.

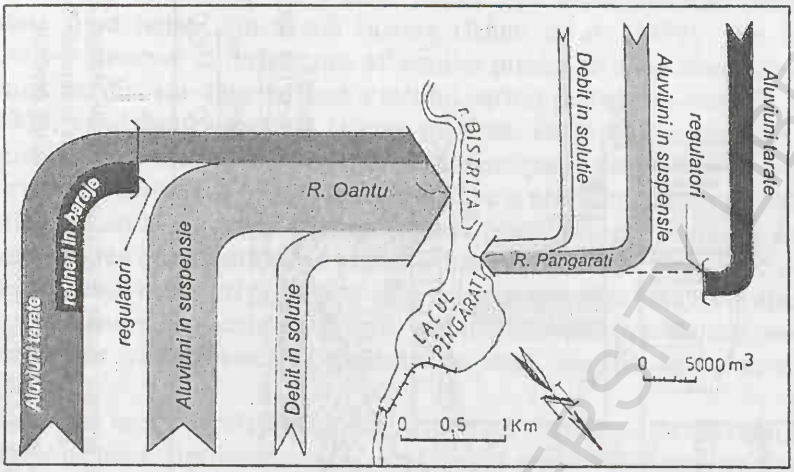


Fig. 9.10. Bugetul de aluviuni al bazinelor hidrografice mici, Oanțu și Pângărați (N. Rădoane, 2002).

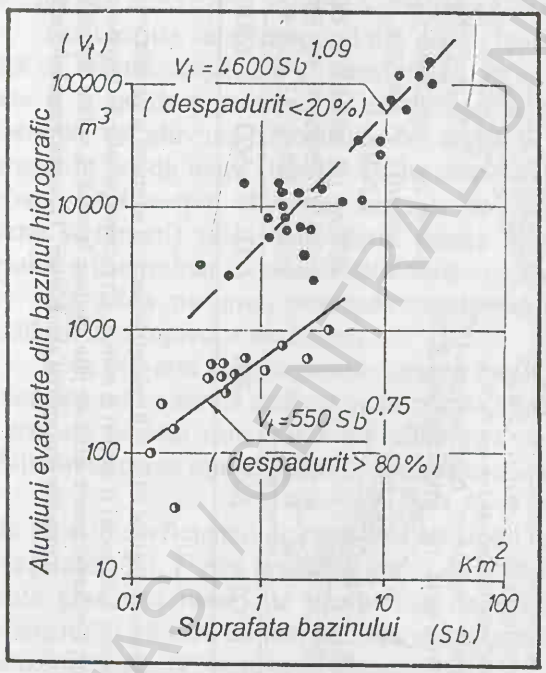


Fig. 9.11. Corelația între volumul depozitelor evacuate din bazinele torențiale și suprafața bazinelor (N.Rădoane, 2002).

În aceleași condiții morfodinamice (bazine hidrografice mici din jurul Lacului Izvoru Muntelui), acumulările în conurile deltaice (fan-delte) de la nivelul maxim al lacului ne-a permis o bună evaluare a ratelor de eroziune în bazinele respective. În fig. 9.12 este exemplificată metoda de măsurare și evaluare a bazinelor mici din jurul lacului Izvoru Muntelui.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

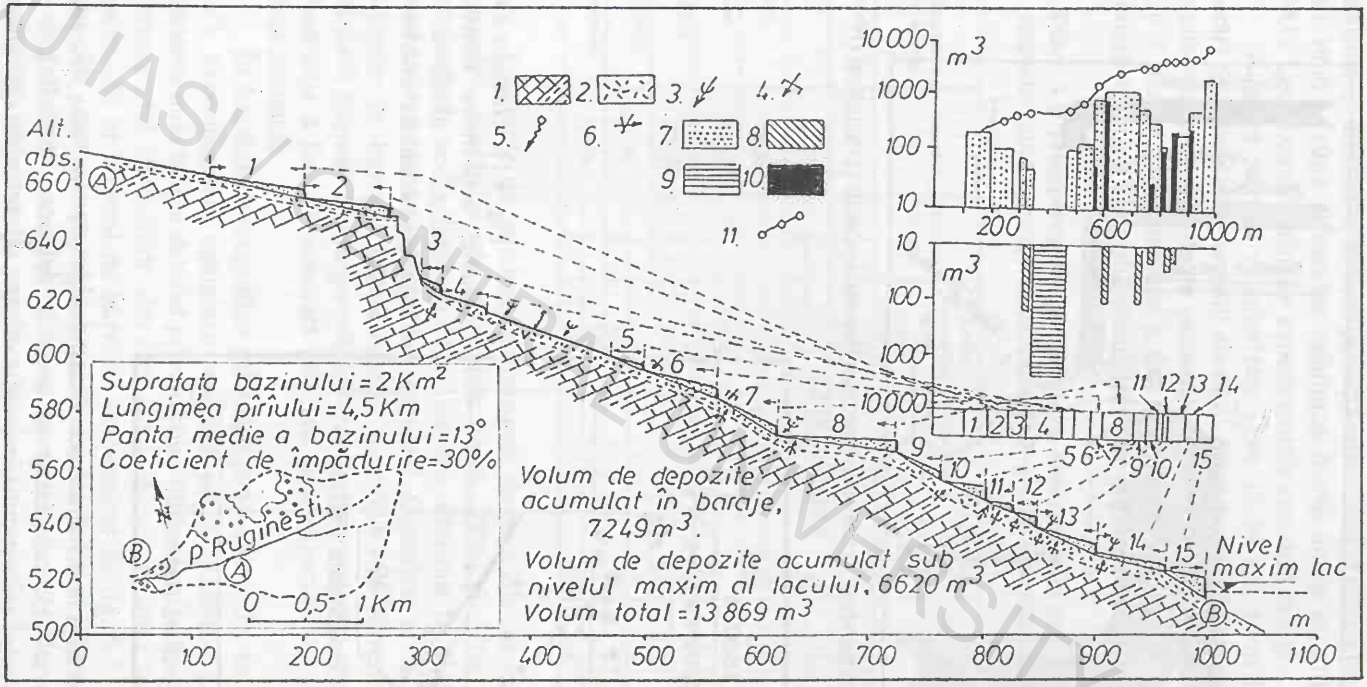


Fig. 9.12. Profil geomorfologic al albiei r. Ruginești în sectorul amenajat și variația volumelor de depozite stocate în acest sector. 1, Str. Hangu; 2, depozite meteorizate; 3,alunecări și surpări în maluri; 4, eroziune laterală; 5, curgeri noroioase; 6, eroziune în adâncime; 7, depozite acumulate în bieful barajelor; 8,volum depozite dislocate prin eroziune laterală; 9, volum depozite dislocate prin eroziune în adâncime; 10,volum depozite acumulate prin aportul alunecărilor; 11, curba cumulativă a acumulărilor (Ichim et al., 1979).

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Folosind diverse formule geometrice, s-a evaluat cu destulă exactitate volumul acestor formaţiuni. Cu această ocazie s-au cartat aproape 100 torenţi, rezultatele fiind redate într-o altă lucrare (Ichim et al., 1979). Din cartările efectuate s-a observat că majoritatea afluenţilor prezentau două nivele de conuri: unul situat imediat sub cota maximă a lacului, apărut probabil la viiturile din anii 1970-1975, când lacul s-a situat la cote maxime, iar al doilea nivel de conuri poziţionate la cote mai coborâte, formate în mare parte din materiale erodate şi transportate din primele în perioadele de scădere a nivelului. Dacă în primul caz materialele prezentau o granulometrie grosieră (pietrişuri, bolovănişuri, blocuri), în cel de al doilea nivel materialele erau mai mărunte (pietrişuri, nisipuri, silturi).

La afluenţii mai mari pe a căror albii existau praguri şi baraje s-a efectuat şi o cartare cu privire la stocajele existente, stabilitatea malurilor albiilor, procesele geomorfologice complementare (alunecări de teren, curgeri de noroi, eroziuni laterale).

Corelaţia între suprafaţa bazinelor respective şi volumul de aluviuni stocate în conurile deltaice ale fiecăruia (fig. 9.11) arată grupări distincte ale bazinelor funcţie de gradul de împădurire (evaluat în procente din suprafaţă acoperită cu pădure): *la un procent de împădurire mai mare de 80%, rata de eroziune este de cinci ori mai mică decât în cazul bazinelor cu împădurire de sub 20%* (fig. 9.11).

Concluziile ce se desprind din aceste materiale ilustrative şi studii de caz arată că efectul despădurii şi transformării terenurilor în păşune intens utilizată poate fi la fel de puternic ca şi efectul unui fenomen meterorologic extrem în eliberarea de aluviuni. Producţia de aluviuni după ambele evenimente este aproape la fel de mare (tabel 9.4). În timp, se constată că efectul pădurii este aproape total asupra eficienţei surselor de aluviuni (în special, eroziunea în ravene şi torenţi) şi în mare parte asupra alunecărilor de teren. Diminuarea surselor a determinat o remobilizare a aluviunilor din albia minoră (1997), după care nici albia nu mai participă cu aluviuni în cantităţi însemnate (după împădurirea completă a bazinului).

În ce priveşte rolul *vegetaţiei asupra inhibării eroziunii eoliene* cercetările au demonstrat că acesta este din ce în ce mai important cu cât cantitatea de plante ce acoperă terenul este mai mare. Zharkova et al.(1973)(cit. Zachar, 1982) a stabilit următoarea relaţie pentru terenurile uşor erodibile :

$$Vk = a \times [(F \times R)/(F + R)]$$

unde *Vk* este coeficientul de control al eroziunii de către vegetaţie, *a* este covorul de vegetaţie (%), *F* este greutatea masei de plante deasupra terenului (tone/ha) şi *R* este greutatea masei de plante sub suprafaţa terenului (tone/ha). Valorile coeficientului *Vk* care au fost stabilite experimental asupra terenurilor ameninţate de eroziune eoliană foarte severă arată astfel :

Vk	Peste 48	28 - 48	14 - 28	6 - 28	< 6
Eroziunea eoliană	neglijabilă	redusă	moderată	severă	Foarte severă

BCU IAŞI - GEOGRAFIE

Din aceste date se poate aprecia care este valoarea prag a coeficientului *Vk* pe baza căruia eroziunea eoliană devine severă sau foarte severă.

9.1.4. Rolul pădurii în stabilizarea versanților

In ceea ce priveşte rolul pădurii în stabilizarea versanților rezultatele şi concluziile cercetărilor sunt mai controversate. In primul rând, cunoscându-se rolul de regulator al pădurii în ciclul hidrologic, ca şi al rădăcinilor arborilor în fixarea depozitelor superficiale, se consideră că pădurea are un rol stabilizator al terenurilor; în al doilea rând, masa arboretului, funcție de specie şi proporțional cu densitatea şi vârsta acestuia, constituie o suprasarcină în cazul terenurilor cu depozite de versant cu grosimi mari. Intr-adevăr, experimentele făcute la noi în țară, respectiv perimetrul Putreda (Vrancea), au evidențiat că în anumite situații, după o perioadă de 15 - 20 ani de la data plantării arboretului, terenurile se stabilizează. In acelaşi timp, plantarea arboretului în arii care erau cu păşune şi fânețe, după aproximativ aceeaşi perioadă, a favorizat declanşarea alunecărilor. Un exemplu elocvent îl reprezintă plantarea cu răşinoase, în special pin, în aşa numitele zone de protecție ale lacului Izvoru Muntelui din valea Bistriței, unde după 15 - 20 ani, pe versanții cu deluvii cu grosimi de peste 5 m s-au produs alunecări de amploare, în timp ce pe versanții cu păşune şi fânețe a existat o mai mare stabilitate a deluviilor. Prin urmare, privind funcția pădurii în acest context, situațiile trebuie evaluate de la caz la caz.

Pentru ca să nu ne limităm la considerații foarte generale, aducem în discuție şi de această dată câteva studii de caz pentru a înțelege mai bine rolul pădurii în stabilitatea versanților.

Unul dintre aceste studii a avut loc în regiunea costieră centrală a Australiei de Vest, o regiune muntoasă, puternic afectată de cedări ale versanților şi care a fost pusă pe seama îndepărtării vegetației native (Kuruppuarachchi, Wyrwoll, 1992). Zona de studiu este formată din munți vechi cu înălțimi de 200 m, mărginiți de versanți, în general, de formă rectiliniară, cu o fațetă bine dezvoltată în partea mijlocie. Unghiurile de pantă sunt în general mari, cu valori dominante de 26 - 29^0 (fig. 9.13). Cedarea versanților a avut loc pe un şir larg de pante şi poziții morfologice. Tipul de cedare este translațional la contactul între roca in situ şi depozitele de versant. Înălțimea cornişei de desprindere variază între 1,0 m şi 12,0 m şi se află, în general, la partea superioară a versanților. Partea inferioară a versanților este ocupată de o manta continuă de materiale desprinse de pe versant.

Analiza stabilității versanților s-a făcut cu ajutorul modelului Skempton şi Delory (1957) pentru alunecări de translație care reprezintă un cadru de evaluare a contribuției relative a diferiților factori implicați în stabilitatea versanților naturali. Modelul presupune calcularea factorului de siguranță a versantului (*FS*) care explică stabilitatea versantului în termenii mecanicii rocilor. Formula de calcul este :

$$FS = \frac{c' + (\gamma' - m\gamma_\omega)h\cos^2\beta\tan\phi'}{h\gamma'\cos\beta\sin\beta}$$

unde c' este forța coezivă efectivă a materialului, ϕ' este unghiul de forfecare al materialului, β este panta versantului, h este grosimea matalei de debris, m este parametrul relativ al nivelului hidrostatic, γ este greutatea pe unitate saturată a solului, iar γ_ω este greutatea specifică a apei. atinsă prin creşterea forței de forfecare, coborârea forței de rezistență sau ambele. Teoretic, cedarea versantului are loc la $FS = 1$. Sub această valoare, versantul este stabil, iar peste valoarea de prag 1,0, versantul este instabil.

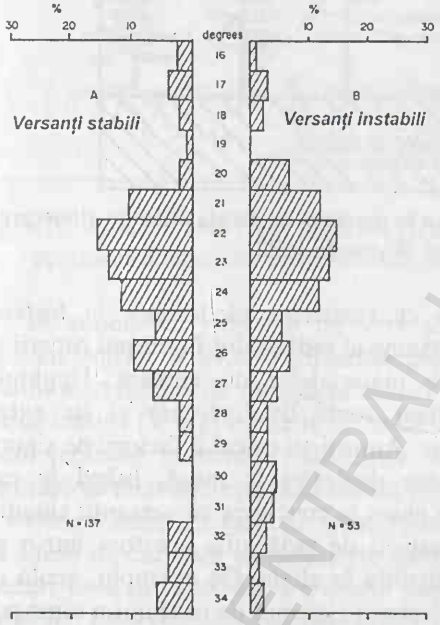


Fig. 9.13. Distribuția frecvențelor unghiurilor de pantă pentru versanți stabili şi cei instabili în zona studiului de caz (Kuruppuarachchi, Wyrwoll, 1992).

Rolul vegetației ca factor critic în cedarea versanților a fost evaluat experimental, măsurând forța de rezistență a rădăcinilor arborilor în deschiderile din cornişele de desprindere printr-un procedeu simplu al gradului de deformare a rădăcinilor în masa alunecată. Modelul este descris în fig. 9.14 şi, conform acestuia, tensiunea unei rădăcini (Tr) deformată în lungul unei zone de forfecare a depozitelor de versant poate fi rezolvată în două componente: una perpendiculară şi alta paralelă la zona de forfecare de grosime cunoscută. Forțele normală (σ_r) şi de forfecare (τ_r) aplicată asupra materialului prin Tr pot fi reprezentate ca :

$$\sigma_r = t_r \cos\theta \quad \text{şi} \quad \tau_r = t_r \sin\theta$$

unde $t_r = T_r/A'$ este forța de rezistență a rădăcinii pe unitate de suprafață (A') şi θ este unghiul de distorsiune prin forfecare a rădăcinii în timpul ruperii versantului. În consecință, forța de forfecare ce a contribuit la cedare (c_r) poate fi exprimată

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

astfel :

$$c_r = \sigma_r \tan \varphi' + \tau_r$$

Dacă se iau în considerație toate rădăcinile dintr-un areal dat, A, atunci :

$$t_r = \Sigma T_{ri}/A$$

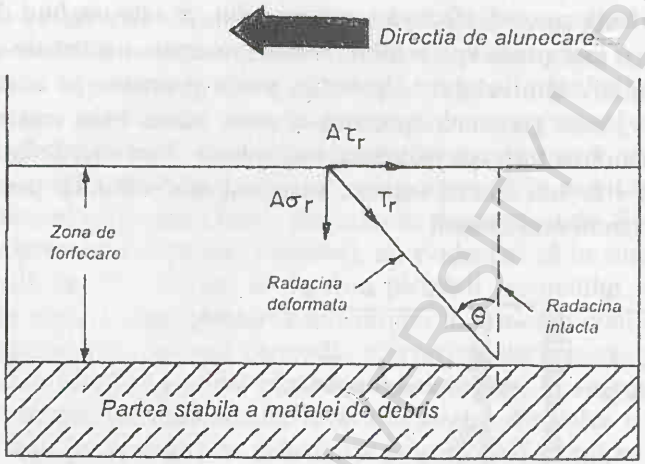


Fig. 9.14. Modelul rezistenței rădăcinilor în mantaua de debris aflată în alunecare (Kuruppuarachchi, Wyrwoll, 1992)..

Este clar din cele de mai sus că rezistența rădăcinilor la forfecarea versantului depinde de unghiul de distorsiune al rădăcinilor în timpul ruperii și de componenta rezistenței la forfecare a materialelor de versant. Unghiul de distorsiune este determinat de grosimea zonei de forfecare și de extensia rădăcinilor de-a lungul zonei de forfecare. Autorii au calculat factorii de siguranță a versanților pentru un număr de zece deplasări în masă, luând în calcul contribuția rezistenței rădăcinilor. Ei au ajuns la concluzia că versanții situați sub covorul inițial de vegetație au fost protejați de rădăcinile acestora într-o mare măsură în unele areale și aproape neglijabilă în altele. De exemplu, acolo unde grosimea depozitelor de versant a fost mare și sistemul de rădăcini a atins partea inferioară a acestei mantale de depozite, rezistența la rupere a versantului a fost mare. Îndepărtarea vegetației native de pe terenurile în pantă pe mari suprafețe în zona respectivă a constituit prima cauză pentru care cedarea versanților a devenit atât de generalizată.

Un alt exemplu privind rolul pădurii în realizarea stabilității versanților vine din studiul realizat asupra declinului cedrului galben din Alaska (Johnson, Wilcock, 2002). Autorii au observat, pe baza studierii fotografiilor aeriene luate între 1926 și 1976 asupra teritoriului Alaskăi de sud est, că pădurile de cedru se reduc ca suprafață, timp în care alunecările de teren s-au dezvoltat de 3,8 ori mai mult în aceste suprafețe decât pe suprafețele cu pădure sănătoasă. Declinul cedrului în Alaska de SE a contribuit la creșterea frecvenței alunecărilor de teren printr-o creștere a saturării solului și prin pierderea rezistenței solului odată cu

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

deteriorarea rădăcinilor. În cele mai multe areale, grosimea depozitelor de versant este sub 0,7 m şi pierderea rezistenţei rădăcinilor are o influenţă dominantă asupra instabilităţii versanţilor.

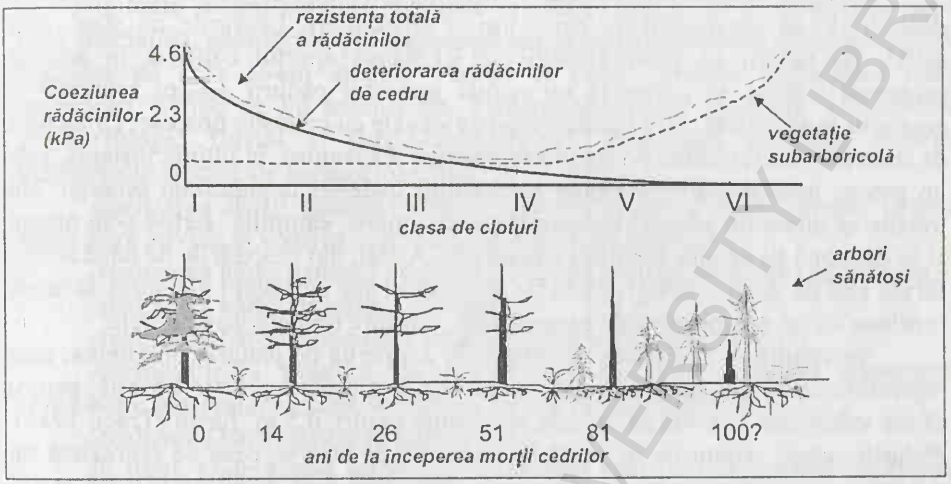


Fig. 9.15. Asociere între clasa cioturilor (şi anii de la începerea declinului arborilor) şi coeziunea solului datorită rezistenţei rădăcinilor (Johnson, Wilcock, 2002).

În zonele cu depozite de versant mai groase de 1 m, schimbarea în presiunea porilor a avut o influenţă proporţional mai mare asupra stabilităţii versanţilor. Alunecările au apărut atunci când declinul arborilor de cedru ating clasa de cioturi IV (aproximativ la 50 de ani după începerea declinului arborilor). În acel moment rezistenţa rădăcinilor arborilor a scăzut, iar rezistenţa noilor arbori care se dezvoltă este încă redusă (fig. 9.15).

Observaţiile cu caracter general ce le putem reţine din discutarea celor două studii de caz sunt că rădăcinile arborilor împiedică cedarea versanţilor prin alunecări de translaţie, dar are efecte neglijabile asupra controlului alunecărilor rotaţionale. La o concluzie asemănătoare ajunge şi Surdeanu (1998).

Ca o concluzie generală privind imapctul asupra mediului, în general, şi reliefului, în special, putem afirma următoarele: în timp scurt şi chiar la scara timpului contemporan, pădurea, prin regularizarea ciclului hidrologic al versanţilor, diminuează foarte mult eroziunea în suprafaţă, în multe cazuri, stabilizează versanţii şi prin aceasta produce schimbări radicale în dinamica organismelor torenţiale. De asemenea, se reduce până la anulare efectul acţiunii vântului asupra reliefului. Astfel, cercetările geomorfologice trebuie evidenţiate şi promovate spre cunoaşterea unor asemenea consecinţe ale impactului pădure - relief sau pădure - morfogeneză.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

9.2. Cercetările geomorfologice pentru ameliorarea silvică a terenurilor supuse eroziunii în suprafață și în rigole

Aparent, această problemă este stăpânită din punct de vedere al cunoașterii, deopotrivă, de geomorfologi, agronomi și silvicultori. Lucrurile nu stau chiar astfel, iar pentru ca geomorfologii să își aducă aportul calificat în această problemă trebuie să cunoască nu numai impactul pădurii asupra scurgerii și eroziunii în suprafață, ci și relațiile amonte - avale cu celelalte procese, cu factorii de control și cu semnificația lor morfogenetică. Eroziunea, în ultimă instanță, este un proces natural care contribuie la circuitul materiei la suprafața scoarței. Nu trebuie să uităm un adevăr de necontestat și anume: câmpiile fertile s-au născut și se dezvoltă pe seama eroziunii terenurilor. Astfel, din cercetările de până acum, făcute atât de geomorfologi, cât și de silvicultori sau agronomi s-a ajuns la unele rezultate cu un anumit grad de generalizare, din care reținem următoarele:

-în condițiile României, pe terenurile acoperite de păduri consistente, care reprezintă 28 % din suprafața țării, eroziunea în suprafață practic lipsește, pentru că are valori sub 1 m^3/ha/an, în cele mai multe cazuri, 0,5 m^3/ha/an (Traci, 1985). Pădurile ocupă terenurile în pantă în proporție de 90,8%, ceea ce reprezintă un risc mare în eventualitatea că terenurile respective sunt defrișate (Florea et al., 1976);

-comparativ cu terenurile împădurite, eroziunea este: egală sau de 1 - 4 ori mai mare pe pajiștile naturale sau cultivate; de 10 - 50 ori mai mare pe pajiștile naturale degradate prin pășunat abuziv (suprapășunat); de 20 - 60 ori mai mare pe terenurile agricole cultivate cu plante prășitoare; de 50 - 200 ori mai mare pe terenurile cultivate cu plante prășitoare (pe pante de peste 25% și peste 500 ori mai mare pe pantele peste această valoare); de 100 - 500 ori și chiar mai mult pe terenurile nude (lipsite de strat vegetal).

Zachar (1982) a ajuns la concluzia că dacă se consideră 100% cuantumul eroziunii pe terenuri fără vegetație, pe alte folosințe, dar în aceleași condiții climatice, litologice și morfologice, aceasta este de: 80 - 90% pe terenuri cu sol lucrat; 85% în culturi de sfeclă și porumb; 50 - 80% în culturi cu tuberculi; 30 - 50% în culturi de cereale de primăvară; 5 - 35 % în culturi de cereale de toamnă; 1 - 5 % în culturi cu ierburi anuale; 0,5 % în terenuri cu ierburi perene; 0,01 % în terenuri acoperite cu pădure compactă.

De asemenea, este stabilită o scară relativă a intensității eroziunii în suprafață după cum urmează: terenuri fără eroziune $< 0,5$ m^3/ha/an; cu eroziune slabă 0,5 - 5 m^3/ha/an; cu eroziune moderată 5 - 15 m^3/ha/an; cu eroziune puternică 15 - 50 m^3/ha/an; cu eroziune foarte puternică 50 - 200 m^3/ha/an; cu eroziune catastrofică foarte severă > 200 m^3/ha/an.

Prezentând aceste rezultate apare evident întrebarea: dacă se cunosc astfel de elemente generale care este rolul cercetărilor geomorfologice?

Răspunsul este fără echivoc întrucât relațiile eroziune - precipitații; eroziune - scurgere, eroziune - litologie, eroziune - pantă, eroziune - grad de acoperire cu vegetație etc. sunt neliniare și ratele prezentate oferă doar cadrul de

situare în context ale cercetărilor care sunt solicitate pentru cazuri concrete. In plus, să reţinem că majoritatea valorilor mediate şi chiar a unor ecuaţii de evaluare a fenomenelor naturale din această categorie au un caracter empiric; deci au valabilitate pentru condiţii regionale şi locale date. Fără a subaprecia rolul altor specialişti, geomorfologul stăpâneşte cunoaşterea sistemului morfogenetic al relaţiilor pe care le-am amintit. Astfel, el poate predicta necesitatea unei ameliorări silvice de un anumit tip, evidenţiind tabloul eroziunii în sistemul geomorfologic fluvial şi fluvio-denudaţional. Distingem în acest context următoarele sarcini ale geomorfologului:

-realizarea hărţii geomorfologice generale a perimetrului propus pentru ameliorare silvică în vederea controlului eroziunii în suprafaţă;

-realizarea hărţii pantelor conform cu anumite tipuri de lucrări pe versanţi;

-realizarea hărţii expoziţiei versanţilor;

-realizarea hărţii depozitelor superficiale şi a solurilor;

-cartografierea tipurilor de impact antropic în perimetrul respective (exploatare pastorală, agicolă, forestieră, turism nereglementat etc)

-realizarea hărţii eroziunii terenurilor.

In final, toate aceste informaţii acumulate sunt utilizate pentru realizarea *hărţii riscului geomorfologic* datorat eroziunii în suprafaţă în perimetrul de studiu. Aceasta din urmă se poate realiza după una dintre metodele clasice a izoliniilor sau a susceptibilităţii terenurilor la eroziune în suprafaţă. În prezent, de mare utilitate, prin viteză şi precizie, sunt tehnicile GIS de obţinere a hărţii şi indicilor riscului erozional pentru orice suprafaţă de teren (a se vedea şi cap.12).

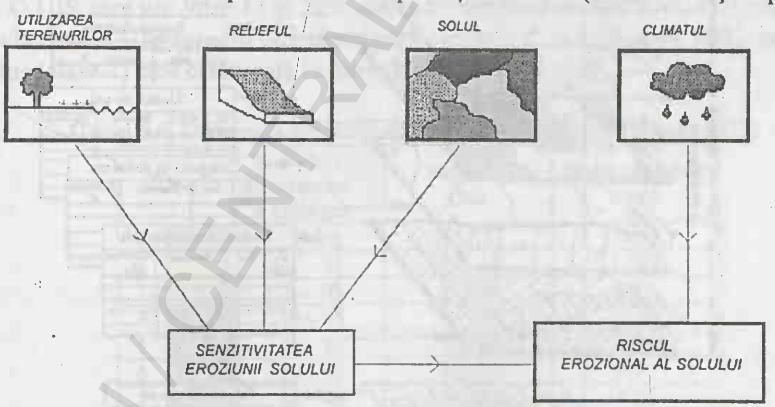


Fig. 9.16. Factorii principali pentru evaluarea riscului erozional în modelul INRA, Comisia Europeană (2006).

Evaluarea riscului erozional folosind tehnicile GIS se bazează pe o clasificare multifactorială ierarhică. Din complexitatea factorilor care controlează eroziunea solului se poate alege un număr minim de factor, cei mai importanţi. De exemplu, în schema din fig. 9.16 aceştia sunt : utilizarea terenurilor, solul, morfologia terenului şi climatul. Factorii au stat la baza realizării hărţii riscului erozional pentru teritoriul Uniunii Europene (a se vizita site-ul

http://eusoils.jrc.it/ESDB_Archive/serae/grimm/erosion/inra/europe/analysis/maps_and_listings/web_erosion/index.html)

În alte cercetări (Biali, 2003), factorii de control consideraţi sunt cei desemnaţi de formula universală a eroziunii solului, USLE (*Universal Soil Loss Equation*), care în condiţiile ţării noastre se aplică sub forma:

$$E = K \cdot S \cdot L^m \cdot i^n \cdot C \cdot C_s$$

unde: E (t / ha·an) este pierderea anuală de sol prin eroziunea în suprafaţă; K (t / ha·an) – erozivitatea zonală; pierderi de sol pe zone de agresivitate pluvială; L^m (m) – lungimea în sensul scurgerii (pantei); i^n (%) – panta medie a terenului în lungul scurgerii; S – erodabilitatea solului (funcţie de tipul de sol); C – factor de influenţă a folosinţelor, culturilor şi lucrărilor solului; C_s – factor de influenţă a măsurilor de conservare a solului existente.

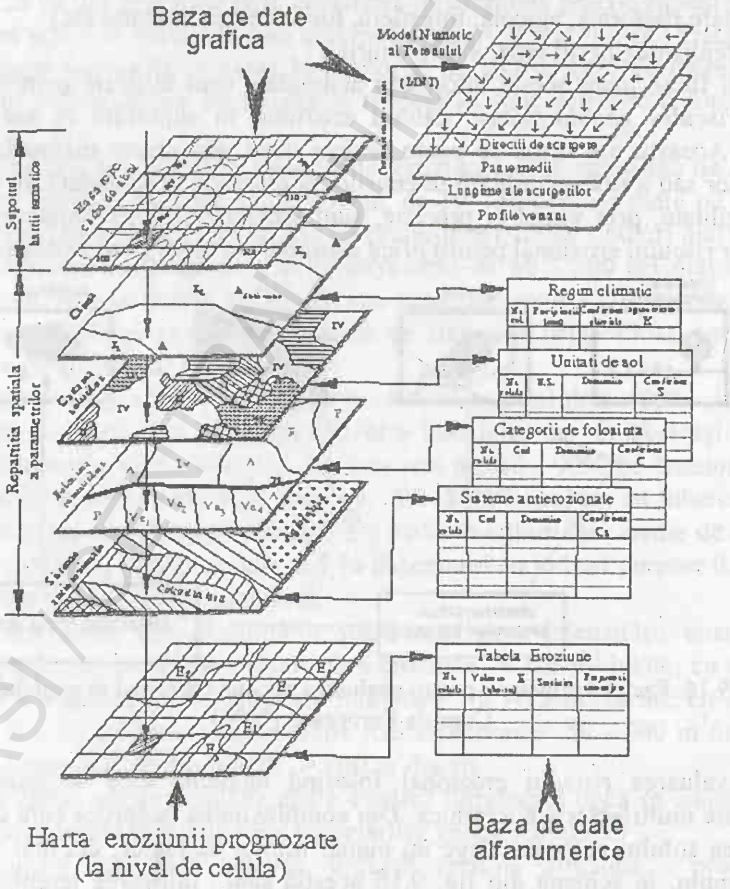


Fig. 9.17. Stratificarea datelor georeferenţiate pentru studiul eroziunii solului prin tehnica „overlay" (Biali, 2003).

Aplicația a avut loc asupra unui bazin hidrografic mic de numai 4665 ha ce se drenează în lacul Găiceanca, bazinul râului Berheci. Schema din fig. 9.17 redă tehnica stratificării georefențiate a datelor ce permite obținerea, în final, de informații privind evoluția calității solului, a pierdeii de sol, a pierderilor de elemente nutritive etc., totul sub formă de tabele, grafice, imagini și hărți tematice (la scara dorită).

Rezultatele obținute după aplicarea modelului pe celule de 1 x 1 km în cazul modelului INRA sau celule de 25 x 25 m în cazul aplicației Biali (2003), necesită apoi integrate pentru calcularea riscului erozional. În cazul modelului INRA agregarea s-a făcut pentru două tipuri de unități spațiale: (i) bazine hidrografice care sunt unități spațiale naturale pentru procesele de scurgere și eroziune; (ii) unități administrative ce corespund unităților decizionale. Agregarea spațială automată a factorilor de risc a fost făcută după o regulă ce ia în considerare raportul dintre suprafața ocupată de fiecare clasă de risc la fiecare unitate de agregare. Astfel, s-au identificat 5 clase de risc (1-foarte redus, 2-redus, 3-mediu, 4-mare și 5-foarte mare), separate pe criterii arbitrare. Pe lângă acestea, adăugat categorii pentru terenuri construite(clasa 10), terenuri nude (clasa 11), suprafețe acvatice (clasa 12) și celule pentru care nu există informații (clasa 13). Aceeași metodă este folosită pentru agregarea spațială a senzitivității solului la eroziune. De exemplu, dacă o unitate de integrare spațială (UIS) are cel puțin 50% din suprafață acoperită de terenuri construite (clasa 10), va fi clasificată în întregime ca unitate cu terenuri construite. Dacă o UIS are cel puțin 14% risc erozional foarte mare (clasa 5) este clasificată în întregime în această clasa (clasa 5). O UIS care are între 15 și 22% din riscurile din clasele 4 și 5, va fi clasificată în clasa 4. O UIS care nu este clasificată nicăieri și are cel puțin 90% risc foarte redus (clasa 1) este clasificată în întregime în această clasă.

Tabel 9.6. Distribuția eroziunii efective în b.h. Găiceana (Biali, 2003)

Cod		Valori eroziune (t/ha·an)	Suprafața (ha)	% din suprafața totală
1		< 1	1811.81	38.57
2		1 – 5	845.19	17.99
3		5 – 10	382.88	8.15
4		10 – 15	555.25	11.82
5		15 – 20	292.81	6.23
6		20 – 30	468.50	9.97
7		30 – 40	199.81	4.25
8		40 – 50	82.25	1.75
9		> 50	59.00	1.26
Total			4697.50	100.00

Produsul final al aplicării modelelor GIS de determinare a riscului erozional pentru un anumit teritoriu este ilustrat pentru bazinul pârâului Găiceanca (fig. 9.18), unde celulele de 25x25 m au permis o detaliere foarte mare

a integrării factorilor de risc. Dar rularea softului permite asemenea performanţe în timp scurt şi cu reduse costuri. Calitatea produsului final trebuie atent verificată de geomorfolog, cel care are experienţa de a elimina sau atenua erorile de hiperapreciere a unui factor sau altul.

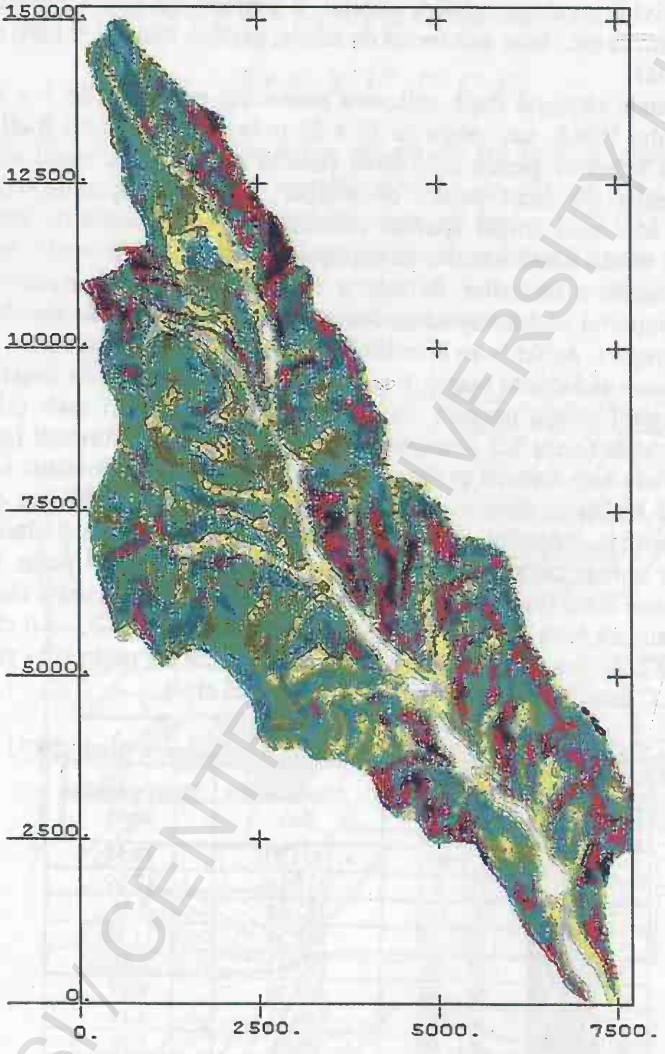


Fig.9.18.Harta riscului erozional în bazinul pârâului Găiceanca (Biali, 2003).

Realizarea hărţii eroziunii terenurilor pe această bază constituie, evident, o sinteză pentru perimetrul propus a fi ameliorat silvic şi presupune o foarte bună cunoaştere a solului, cu alte cuvinte, serioase cunoştinţe de pedologie.

BCU "I. ŞT. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

După cum se poate observa, una dintre cele mai importante activităţi este cuantificarea gradului eroziunii în suprafaţă în relaţie directă cu tipul genetic de sol şi o bună recomandare în acest sens este scara valorilor de eroziune propusă de ICPA (ASAS, 1980), conform tabelului 9.7.

După ce avem o asemenea imagine cartografică se trece la faza de detaliere a cercetărilor, cu deosebire pentru perimetrele critice, respectiv evaluarea relaţiilor de tip cauză – efect, pe baza cărora se face o ierarhizare a factorilor de control ai eroziunii.

Tabel 9.7. Gradul de eroziune în suprafaţă în relaţie cu tipul genetic de sol (ICPA, 1980)

Gradul de eroziune	Orizontul rămas la suprafaţă la soluri cu profil				Tipul genetic de sol
Simbol	Apreciere	A-AC-C	A-B-C	A-E B-C	
e_0	neerodat sau eroziune neapreciabilă (slabă)	Am>25 cm Au>25 cm Ao>20 cm	Am>25 cm Au>25 cm Ao>20 cm	Am>25 cm Au>25 cm Ao>15 cm	Orice sol neafectat sau afectat slab de eroziune cu excepţia erodisolurilor, protosolurilor aluviale si antropice, solurilor aluviale si coluvio-solurilor
e_1	moderat erodat	Am = 15 -25 cm Au = 15 -25 cm Ao = 15 -20 cm	Am = 15 -25 cm Au = 15 - 25 cm Ao = 15 - 20 cm	El sau Ea >15cm sau Ao>15 cm	Idem dar soluri afectate moderat de eroziune
e_2	puternic erodat	Ao< 20 cm	AB ori A<15 cm	EB sau E+B si El sau Ea<15 cm	Idem dar soluri afectate puternic de eroziune
e_3	foarte puternic erodat	AC< 20 cm	B	B	Erodisol cambic, argiloiluvial, ferialuvial, rodic sau cambic
e_4	excesiv erodat	C;Cea,Cpr,Rrz	C; Cea,Cpr, Rrz	C	Erodisol tipic, pseudorendzini, rendzinic, litic, gleizat, vertic, pseudogleizat, salinizat

Am - orizont cu humus molic;Au - orizont cu humus umbric; Ao - orizont cu humus ocric; B - orizont B; AC - orizont AC;C - roca mamă; El - orizont E luvic; Ea - orizont E albie; Cca - orizont carbonat iluvial; Cpr - orizont psudorendzinic; Rrz - orizont rendzinic

În final, pe lângă setul de hărţi geomorfologice şi harta riscului erozional, se prezintă seria de relaţii matematice de tipul cauză - efect, respectiv rata eroziunii funcţie de: pantă, litologie, lungimea versantului, cantitatea şi intensitatea ploii, tipul de folosinţă (în cazul de faţă fiind vorba de terenuri degradate ce trebuie supuse ameliorării silvice). O serie de relaţii matematice se pot obţine prin aplicarea softului GIS. Acestea trebuie verificate de măsurătorile şi experimente, folosind parcele amenajate, sau pot fi extrapolate relaţiile deja obţinute şi verificate în condiţii cvasi-similare perimetrului de studiu. Din acest stadiu, problemele revin amelioratorilor, specialiştilor în împădurirea terenurilor erodate, în instalarea şi întreţinerea culturilor protective, în lucrări speciale de susţinere a vegetaţiei (Ciortuz, 1981).

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9.3. Cercetările geomorfologice în cazul amenajărilor pentru controlul proceselor de mişcare în masă şi, în special, a alunecărilor

Ne-am referit în prima parte a capitolului la faptul că există un paradox în ceea ce priveşte rolul pădurii pe terenurile cu procese de mişcare în masă: pe de o parte, în regularizarea ciclului hidrologic al versanţilor şi al stabilizării terenurilor prin sistemul radicular al arborilor; pe de altă parte, masa lemnoasă pe anumite terenuri cu groase deluvii şi anumite pante poate deveni critică la o anumită sarcină, contribuind inevitabil la declanşarea de alunecări de teren.

In această situaţie, ceea ce trebuie să facă geomorfologul cu privire la aplicarea unor măsuri de ameliorare silvică poate fi rezumat succint prin următoarele precizări :

-realizarea hărţii geomorfologice a perimetrului la care se vor adăuga hărţile complementare (morfometrie, pante, expoziţie etc);

-realizarea hărţii cu tipurile şi grosimea depozitelor superficiale şi raportarea lor la litologie şi condiţiile morfometrice şi tendinţa actuală a versanţilor. Se va acorda o atenţie specială determinării unor relaţii între grosimea depozitelor şi pantă, scop în care se pot folosi deschiderile de depozite apărute în râpa de desprindere, în taluzele drumurilor forestiere sau alte deschideri pe versanţi;

-concretizarea depozitelor din punct de vedere fizico-mecanic (granulometrie, porozitate, permeabilitate, plasticitate, şi al preferinţei complexului absorbativ; de exemplu, terenurile bogate în cationi trivalenţi Al^{+++}, Fe^{+++} sunt mai stabile decât cele bogate în Na^{+} şi K^{+}, iar ionul de Ca^{++} duce la creşterea stabilităţii);

-diferenţierea clară a tipurilor de procese în masă şi a stadiului lor de evoluţie, utilizând ridicările topometrice repetate pe repere fixe;

-determinarea intervalului de recurenţă a precipitaţiilor în zona alunecărilor de teren;

-realizarea hărţii de susceptibilitate a terenurilor la alunecări şi diferenţierea stadiilor de evoluţie a alunecărilor, a tipologiei acestora.

Caracterizarea fiecărui tip în parte se va face potrivit fişei de monitoring, cu repartizarea foarte clară la condiţiile de iniţiere, dezvoltare şi stingere a proceselor. Un ghid în acest sens a fost prezentat în capitolele 3 şi 4.

De asemenea, geomorfologul trebuie să cunoască şi unele caracteristici, cel puţin generale, ale relaţiilor pădure (arbori) şi terenurile în pantă, respectiv, numărul de arbori (funcţie de specie) la hectar, densitatea de împădurire, diametrul coronamentului, diametrul trunchiului şi relaţia acestuia cu înălţimea şi vârsta, tipul de subarboret care se dezvoltă şi natura litierei, timpul de înrădăcinare.

Odată stabilite toate aceste elemente de evaluare calitativă şi cantitativă a terenurilor afectate de alunecări intervin apoi amelioratorii silvici în alegerea speciilor şi a tehnicilor de plantare. Un excelent studiu în acest sens a fost realizat de Untaru (1979) în bazinele râurilor Milcov şi Câlnău cunoscute prin marea

susceptibilitate a terenurilor la alunecări. Au fost monitorizate 123 de alunecări în bazinul Milcovului şi 40 alunecări în bazinul Câlnăului, situate atât în zone împădurite, cât şi cu alte folosinţe pe baza cărora s-au reţinut următoarele concluzii:

1.Pe suprafeţele ocupate de pădure alunecările sunt foarte rare (în general sub 1% din suprafaţă), fiind determinate de regulă de factorii incidentali (subminarea erozivă sau prin săpătură şi umezirea excesivă asociată cu subpresiunile în stratele freatice subterane). Aceste alunecări reprezintă în peste 70% din cazuri reactivări ale unor deluvii de alunecare mai vechi, fixate temporar prin vegetaţie, sau extinderi ale acestora, în condiţii deosebite de supraumectare a terenurilor, cu caracter de calamitate.

2.Stadiul de dezvoltare a vegetaţiei forestiere are o influenţă hotărâtoare în frecvenţa alunecărilor. Proporţia cea mai mare a alunecărilor în aria forestieră se înregistrează după tăiere rasă sau ultima tăiere de regenerare în cazul tăierilor succesive, respective, în faza de regenerare în stadiul de semînţiş (între 30 şi 45% din suprafaţa afectată de alunecări).

3.Modul de gospodărire a pădurilor are, de asemenea, un rol important în prevenirea alunecărilor de teren. Asigurarea unei continuităţi a pădurii cu consistenţă ridicată duce la evitarea declanşării de alunecări. Tăierile rase, reducerea puternică a consistenţei şi tasarea solului din pădure prin păşunat favorizează declanşarea proceselor de alunecare sau reactivarea alunecărilor stabilizate. Aproximativ 25% din suprafeţele cu alunecări din păduri au loc în arboreta cu consistenţă sub 0,5%.

4.Procesul de stabilizare a maselor alunecătoare începe, în majoritatea cazurilor, la scurt timp după instalarea culturilor forestiere. În cazul alunecărilor superficiale (sub 2 m) fixarea terenului se realizează, de cele mai multe ori, după 5 – 6 ani de la instalarea culturilor, îndeosebi în cazul speciilor cu creştere mai rapidă (salcâm, anin). În cazul alunecărilor profunde, consolidarea terenului se realizează mai lent, şi anume, după vârsta de 15-20 ani a culturilor, în foarte multe cazuri fiind necesare şi lucrări mecanice de consolidare şi refacere a sprijinului de bază a versanţilor.

5.Consolidarea cea mai eficientă a terenurilor alunecătoare se realizează după închiderea masivului, cu deosebire în perioada de creştere maximă a culturilor, respective, în stadiile de prăjiniş, păriş şi codrişor. Dezvoltarea rădăcinilor speciilor forestiere folosite la împădurire are un rol important în consolidarea terenurilor alunecătoare. Afânarea masei alunecate în urma proceselor de deplasare sau apariţia unor fisuri crează spaţii de rezistenţă redusă care permit o dezvoltare preferenţială a rădăcinilor, atât în profunzime, cât şi lateral. Datorită fragmentării terenului se crează posibilitatea străpungerii orizontului B compact sau a unor orizonturi intercalate de marne şi argile. Dintre speciile care reuşesc să străbată orizontul B fac parte stejarul pedunculat, pinul negru şi pinul silvestru.

6.Adâncimea până la care rădăcinile aduc un aport substanţial la mărirea rezistenţei terenurilor este de 80 cm la vârsta de 20-30 ani a culturilor de pin

negru, stejar pedunculat şi salcâm. Rezistenţa la solicitările de ordin mecanic provocate de deplasarea maselor alunecătoare, în primii ani după plantare, este mare la salcâm, cătină albă, anin alb, anin negru şi sălcii; moderată la plop alb, plop negru, plopi euroamericani, sălcioară, mojdrean şi redusă la pin silvestru şi pin negru.

9.4. Cercetări geomorfologice în cazul amenajărilor complexe ale bazinelor torenţiale

După cum este cunoscut, din punct de vedere geomorfologic torenţii reprezintă formele de manifestare cele mai violente ale proceselor actuale de morfogeneză în condiţiile climatului temperat - continental şi temperat - umed, care cuprind întreaga sau aproape toată gama de procese de versant. Principala caracteristică a acestora este de natură hidrologică, în sensul că în urma ploilor mari şi a topirii bruşte a zăpezilor, prezintă creşteri violente şi de scurtă durată ale debitului lichid şi solid, creşteri însoţite de intense fenomene de eroziune şi, în general, de transport aluvionar.

Având în vedere astfel de caracteristici, una dintre primele activităţi necesare în cercetările geomorfologice este definirea, pe cât posibil, cu mare acurateţă, a tipului de torent, avându-se în vedere:

-regimul hidrologic (creşterea rapidă a debitului lichid);

-raportul debit de vârf (maxim) şi debitul mediu între două viituri succesive;

-raportul debit lichid / debit solid, cunoscându-se că uneori torenţii se transformă în adevărate curgeri de "lavă" noroioasă, greutatea volumetrică a amestecului apă - aluviuni, fiind de 1,5 - 1,8 ori mai mare decât al celui din apele limpezi;

-morfologia torentului, pe cele trei componente principale: bazin de recepţie, canal de curgere, con aluvio – proluvial, precum şi situaţia proceselor geomorfologice şi a interrelaţiilor dintre ele, a stadiului lor de evoluţie.

Prin urmare, cercetările geomorfologice necesare în vederea ameliorării silvice a bazinelor torenţiale trebuie să cuprindă următoarele repere :

-caracterizarea morfologică şi morfometrică pe bază de hărţi la scară mare, profile geomorfologice transversale şi longitudinale, integrale hipsometrice;

-caracterizarea naturii depozitelor şi rocilor în care este adâncit torentul;

-caracterizarea proceselor geomorfologice actuale pe tipuri şi rate de desfăşurare, localizare în bazinul torenţial, amploare şi perioadă de recurenţă;

-definirea regimului torenţial, la nivelul scurgerii lichide şi solide, al producerii unor procese geomorfologice violente şi definirea poziţiei acestora în sistematica torenţilor;

-caracterizarea distinctă când analiza coboară la detalii, din necesităţi ameliorative, a secţiunilor transversale pe sectoare caracteristice, inclusiv sub aspectul naturii granulometrice a depozitelor aluvial - proluviale;

-stabilirea relaţiilor între dimensiunea, caracteristicile morfometrice şi

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" LIBRARY

sedimentologice ale conurilor de dejecție și dimensiunea și caracteristicile bazinului torențial care furnizează aluviunile; toate aceste evaluări sunt necesare întrucât bazinele torențiale sunt cele mai importante furnizoare de aluviuni în suspensie, dar mai ales târâte;

-aplicarea unor modele teoretice de evoluție a torenților sau de evaluare indirectă a contribuției acestora la eliberarea aluviunilor (unele modele au fost trecute în revistă în cazul studiului ravenelor și care pot fi utilizate și pentru studiul torenților - Rădoane et al. (1999);

-caracterizarea distinctă în cazul regiunilor montane înalte a sectoarelor de trecere spre culoare de avalanșe, cunoscându-se că acestea au un profil ușor oval, cu versanți lipsiți de asperități, cu soluri foarte subțiri sau, în cele mai multe cazuri cu roca la zi. Cunoașterea la care ne referim este cât se poate de importantă, pentru că nu de puține ori (așa cum este în Alpi, cel mai frecvent) canalele de avalanșe se constituie linii de accelerare a eroziunii torențiale, fapt evident și în Carpații Românești.

Întreaga cunoaștere destinată amenajării bazinelor torențiale trebuie finalizată prin hărți și materiale cartografice specifice, punctul de plecare fiind identificarea peisajului specific bazinelor torențiale față de cele netorențiale. Acest "peisaj specific" constă în:

-rețea hidrografică torențială, cu albii adâncite sub formă de ogașe, ravene, canale de curgere a torenților, lipsite de vegetație, considerabil mai lungă și mai deasă decât fosta rețea de izvoare și pâraie pe care este grafată;

-suprafețe mari de teren afectate de procese de eroziune în suprafață (50 - 70% din total) din care cele cu eroziune puternică și foarte puternică sunt lipsite de vegetație sau acoperite cu vegetație rară;

-suprafețe destul de mari afectate de alunecări de teren (10 - 25% din total, unde substratul litologic este predispus la astfel de procese), cu mase mari de pământ puternic fragmentate, neacoperite cu vegetație sau cu vegetație rară (în cazul vegetației forestiere cu arbori dezrădăcinați);

-suprafețe relativ mici (în general sub 2 - 5% din total), dar bine reprezentate și vizibile, afectate de procese de surpare, curgeri noroioase sau alunecări, lipsite de vegetație sau vegetație rară, în perioadele active;

-suprafețe uneori destul de mari cu depozite de grohotiș, în cazul regiunilor montane alcătuite din roci dure compacte.

Implicit, studiul geomorfologic al torenților presupune a avea în vedere și studiile făcute distinct pentru terenurile cu eroziune în suprafață și procese de mișcare în masă. Modele de evaluare geomorfologică a bazinelor torențiale în condiții de utilizare nerațională a versanților se găsesc în lucrările publicate de N. Rădoane (1980, 1982, 1984, 2002). În bazinele râurilor Pângărați și Oanțu, procesul de eroziune torențială acționează în următoarele situații:

(i) la obârșia cursurilor de apă, în procesul extinderii regresive a acestora (așa numitele organisme torențiale suspendate, Ichim et al., 1975);

(ii) pe versanții de pe care pădurea a fost defrișată și terenurile transformate în pășuni gospodărite nerațional;

(iii) pe drumurile de câmp şi forestiere amenajate necorespunzător, pe linia de cea mai mare pantă;

(iv) ca efect secundar al unor alunecări de teren liniare.

În bazinul Pângărați s-au efectuat o serie de amenajări antierozionale ce au vizat controlul eroziunii în suprafață, cât şi a celei liniare. Versantul stâng a fost cel mai afectat ca urmare a numeroaselor intervenții antropice (defrişări, drumuri în lungul versanților, construcții etc). Formațiunile de torențialitate se află în diverse stadii, ajungându-se chiar în cel de bazin torențial. În perioada 1976 – 1984 am avut în observație mai multe astfel de bazine.

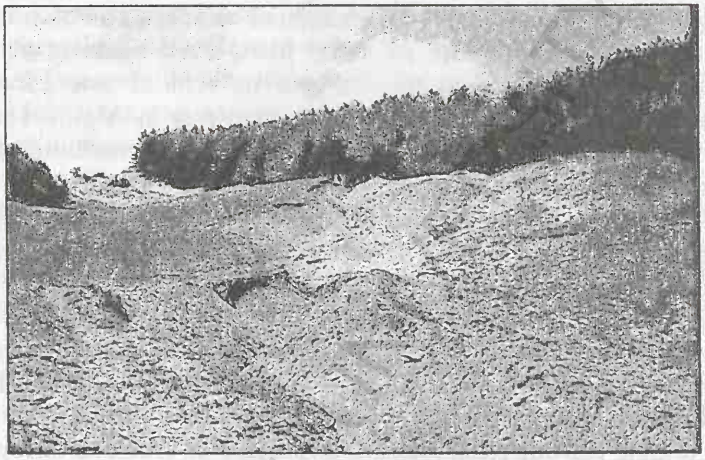


Fig. 9.19. Versantul stâng al bazinului Pângărați. Sectorul de obârşie al unui torent în 1978. Pe talveg se observă acumulări grosiere abandonate după primele ploi (foto N. Rădoane, 1983).

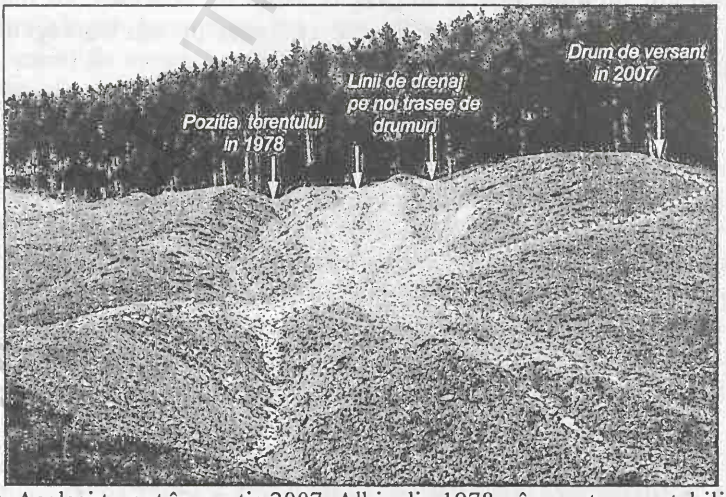


Fig. 9.20. Acelaşi torent în martie 2007. Albia din 1978 a început sa se stabilizeze, dar drumurile de versant au migrat pe partea stângă, permitând formarea de noi linii de drenaj (foto N. Rădoane).

Unul din ele este (fig. 9.19) secționează depozitele deluviale ale unor alunecări mai vechi, ajungând la adâncimi de 3 – 5 m. La partea superioară era alimentată de scurgerile formate în lungul unor vechi drumuri forestiere. Imaginile luate în 2007 exact din aceeaşi perspectivă arată cum formațiunea din stânga începe să se stingă, dar odată cu migrarea drumurilor de pantă spre dreapta, noi linii de drenaj se formează (fig. 9.20)

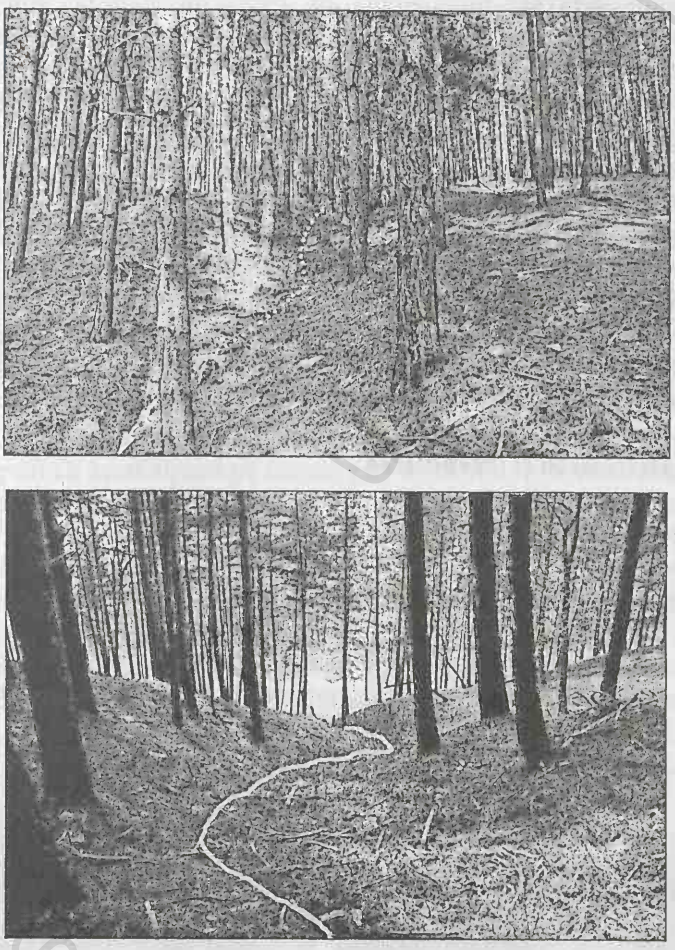


Fig.9.21. Torenți activi în 1960, stinşi în 2007 datorită dezvoltării plantației de pin pe versantul stâng al văii Pângărați (foto N. Rădoane).

În anii '60 s-a reîmpădurit parte din suprafața afectată cu specii de pini. Torenții formați în arealul împădurit s-au stabilizat, aşa cum se vede în imaginile luate în prezent (fig. 9.21). A rămas activ unul din brațe care continuă să fie folosit de localnici drept drum de căruțe. În scurt timp acesta a devenit impracticabil, adâncirea făcându-se foarte rapid. În perioada 1976-1984 am

efectuat măsurători repetate pe profile transversale şi am identificat rate de adâncire de 20 – 25 cm/an. În anii următori, localnicii folosesc trasee laterale pentru drumuri care ajung fiecare să se transforme în ravene, aşa cum se observă în imaginea din fig. 9.20.

9.5. Cercetările geomorfologice în cazul impactului exploatărilor forestiere în morfogeneză (tăieri, incendieri, transport, drumuri forestiere şi alte activităţi în pădure)

In mod evident, pădurea nu poate fi considerată doar o formaţiune vegetală. Ea este, în acelaşi timp una din componentele esenţiale în dezvoltarea unei activităţi prin rezerva de lemn atât de necesară în domeniul construcţiilor, a combustibilului, a industriei mobilei, celulozei şi aşa mai departe. Aşadar, pentru toate acestea ea trebuie exploatată, deci tăiată, transportată, industrializată. Or, într-un asemenea context se impun intervenţii antropice, care în anumite situaţii pot merge până la anularea rolului pădurii de reducere a eroziunii terenurilor. Astfel de intervenţii pot fi:

- tăierile rase (defrişările şi incendierile);
- amenajări de drumuri forestiere;
- transportul de buşteni pe cursul râurilor.

9.5.1. Defrişarea şi incendierea

Defrişarea este tăierea pădurilor fără discernământ, fie pentru mărirea suprafeţelor arabile, fie pentru păşune sau alte scopuri. Cunoscându-se rolul pădurii în bilanţul hidrologic, este de înţeles că pentru un anumit timp, cel puţin timpul unui ciclu de instalare a unei păduri mature, toate procesele legate de bilanţul hidric se vor schimba. Tăierea unei păduri constituie un prag, o stare de criză în sistem, care pe timp scurt, se manifestă la limita ciclurilor de revenire a pădurii (fig. 9.22).

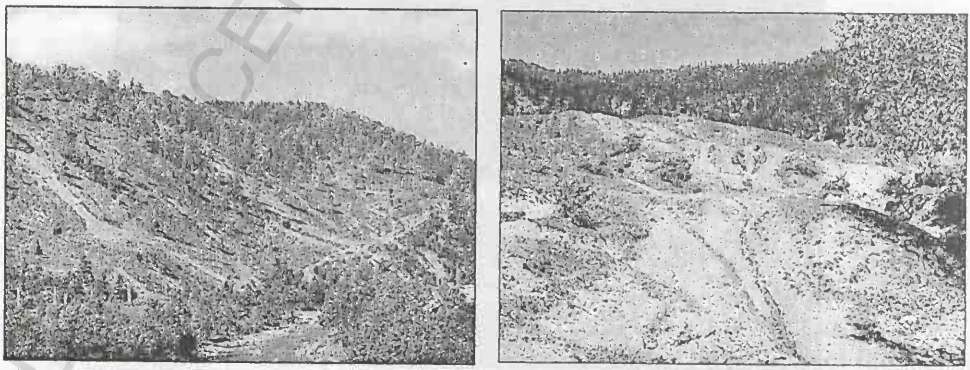


Fig. 9.22. Efectul defrişărilor pe valea Trotuşului, iulie 2004 (Foto N. Rădoane).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În această perioadă se declanşează procese erozionale violente. Exemplele cele mai concludente le-a oferit ofensiva cuceririi vestului Americii de Nord. Simpla comparaţie a ratei eroziunii pe terenurile fără vegetaţie, cu cele împădurite ar fi de ajuns pentru o asemenea apreciere, cu condiţia de a evalua corect rolul pădurii în bilanţul hidric al solului, al terenului, în general.

Astfel, se ştie că solurile sunt formate dintr-un amestec de particule solide, aer, apă, dar de cele mai multe ori nu se acordă atenţie faptului că particulele solide reprezintă cel mult 40 - 50% din volumul solului. Prin urmare, ceea ce domină sunt porii. Or, apa traversează aceşti pori, dar porii mici reţin apa împotriva gravitaţiei şi ea este absorbită de plante prin sistemul rădăcinilor sau prin evaporaţie sau temporar este înmagazinată în sol. Fenomenul capătă amploare în sezonul de repaus al vegetaţiei. Când, însă, înmagazinarea apei în porii mici atinge pragul de saturaţie, apa începe să se deplaseze în porii mari sau chair în adevăratele goluri, care depind şi de panta terenului. În aceste condiţii căile principale de acces şi circulaţie ale apei sunt în primul rând canalele create de rădăcini. Gaiser (1952) a găsit mai mult de 10.000 canale verticale/ha într-o pădure de foioase care creştea pe un sol lutos. Este foarte clar că prin tăierea unei păduri, în timp scurt, sistemul rădăcinilor putrezeşte şi rămân acele canalicule care schimbă radical sistemul de drenaj al unui versant. În consecinţă, se schimbă şi dinamica morfologiei terenurilor. Aşa se explică declanşarea cu brutalitate a fenomenelor erozionale şi de deplasare în masă pe versanţii despăduriţi. Să reţinem şi faptul că acest sistem de canale este divergent, în sensul că pleacă de la un ax central, iar faptul că un sistem radicular crează întretăieri între o reţea orizontală şi una verticală sporeşte eficacitatea repartiţiei apei în sol.

Desigur, despădurirea înseamnă un prag în dinamica terenurilor nu numai prin influenţa asupra regimului hidric al solului, ci şi din cauza celorlalte atribute privind influenţa asupra ciclului hidrologic (intercepţia, scurgerea pe sistemul de crengi şi trunchiuri). Iată un exemplu: tăierea rasă a unei păduri de plop tremurător douglas şi molid într-un bazin hidrografic de altitudine mare (3000 m altitudine absolută) din Colorado a adus după sine o mărire a debitului râurilor cu aproximativ 250 mm timp de mai mulţi ani de la înlăturarea pădurii. Să reţinem că precipitaţiile anuale erau în medie de 533 mm, din care 50% sub formă de zăpadă. O asemenea creştere de proporţii a debitului lichid înseamnă şi o creştere a debitului solid, deci a eroziunii în general, a accelerării dinamicii versanţilor. În cazul că pădurea ce s-a defrişat s-a aflat pe un versant cu depozite deluviale groase, toată dereglarea ciclului hiodrologic al versanţilor se repercutează în iniţierea şi menţinerea unor ample procese de mişcare în masă.

In ceea ce priveşte *incendierea pădurilor* ca impact în morfogeneză, unele aspecte pot fi comparabile cu defrişarea. Sunt şi unele particularităţi care, pentru înţelegerea rolului morfogenetic al pădurii trebuie subliniate cel puţin prin exemple. Astfel, în munţii cu versanţi puternic înclinaţi de la Wasatch (Utah) prin arderea vegetaţiei şi păşunat distructiv s-au schimbat radical condiţiile ciclului hidrologic local şi, implicit, regimul eroziunii versanţilor. Oraşele şi satele se aliniau la poalele acestor munţi; timp de 75 de ani după colonizare, care a avut

loc în anul 1848, erau doar mici viituri de primăvară fără a produce neplăceri locuitorilor. După incendiere, în 1912, au început să apară scurgeri de noroi şi pietrişuri, producând pagube, iar în 1923 viiturile au distrus aşezări omeneşti acoperind terenurile agricole cu noroi, pietriş şi blocuri de piatră, pentru ca în 1930 să se producă o viitură catastrofală (Hoover, 1962). Studiul depozitelor transportate în aceste evenimente au arătat că o astfel de viitură a fost cea mai mare din ultimii 20.000 de ani. O comisie de experţi, studiind bazinul versant, a constatat că suprafeţele intens erodate (prin rigole, ogaşe, ravene) ocupau între 2 - 10 % din diferite bazine de recepţie şi că se opreau brusc acolo unde acoperişul vegetal era intact (nedistrus). Potrivit lui J. Tricart, efectul în morfogeneză a incendierii unei păduri este similar erupţiei unui vulcan sau al amplasării unui baraj pe un râu. Evident, este vorba de discontinuitatea regimului de modelare a reliefului.

9.5.2. Realizarea reţelei de drumuri forestiere

Un alt element de impact în dinamica reliefului din mediul forestier este legat de activităţile de exploatare a pădurii, respective, realizarea reţelei de drumuri forestiere şi transportul buştenilor până la rampele de încărcare.

In ceea ce priveşte efectul drumurilor, în special cele forestiere (acestea dominând în parchetele de exploatare forestieră), este foarte important de cunoscut rolul lor în creşterea producţiei de aluviuni dintr-un bazin hidrografic pentru că drumurile sunt principala suprafaţă umedă într-o pădure, iar rigolele, de o parte şi alta, colectează şi concentrează curgerea în pădure într-o proporţie destul de importantă (fig. 9.23).

Fig. 9.23. Efectul schimbării traseului drumurilor de căruţe asupra destabilizării depozitelor de versant, zona localităţii Mănăstirea Humor, aprilie 2007 (foto N. Rădoane)

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În plus, drumurile creează discontinuitate de pantă şi induc iniţierea de mişcări în masă (alunecări, surpări), fie prin tăierea taluzurilor, fie prin încărcătura terasamentului şi aval de acestea unde este depozitat materialul din partea din amonte a drumului. Prin urmare, există excavaţii amonte şi depuneri de material în aval (fig. 9.24).

Fig. 9.24. Discontinuitatea de pantă creată de drumurile forestiere.

Ambele, plus discontinuitatea de pantă locală, sunt principalele dezechilibrări ale versanţilor cu depozite deluviale susceptibile la mişcări în masă. Situaţia generală poate fi descrisă astfel: pe linia de versant se construieşte un drum. Pentru acesta se taie terasamentul în roca în loc sau în depozite de versant; depozitele decapate, excavate se acumulează imediat lângă terasament, unde se realizează aşa numita umplutură. Aceasta are proprietăţi complet diferite faţă de cele ale rocii in situ şi chiar ale depozitelor de versant şi este mai susceptibilă la mişcări pe versant. Dar nu numai atât, prin propria greutate poate amorsa mişcarea deluviilor subiacente, pentru că de regulă când se taie drumuri pe versant, panta de depunere a umpluturii este mai mare decât unghiul de echilibru al versantului. Evident, inginerii constructori de drumuri cunosc aceste aspecte şi, în concluzie, factorul de siguranţă al terenului pentru a evita alunecarea umpluturii.

In această situaţie geomorfologii trebuie să ofere o situaţie cât mai clară şi riguroasă a micromorfologiei versanţilor, a naturii depozitelor de versant, a tipurilor de procese, iar în cazul alunecărilor de teren, a susceptibilităţii terenurilor la astfel de procese. O asemenea "radiografie geomorfologică" oferă posibilitatea alegerii unui traseu de drum în care riscurile de a fi distrus să fie mai puţine şi de amploare redusă. Vom apela în asemenea situaţie la evaluarea intervalului de recurenţă al proceselor şi a debitului alunecărilor, aspecte la care ne-am referit.

În ceea ce priveşte efectul drumurilor asupra proceselor erozionale, el este recunoscut ca foarte important, ieşind în evidenţă, cum s-a afirmat la început, prin însuşi faptul că mediul forestier este unul de diminuare a ratei proceselor erozionale.

Reţinem câteva exemple care le considerăm foarte concludente pentru susţinerea celor menţionate.

BCU TRANSILVANIA UNIVERSITY LIBRARY

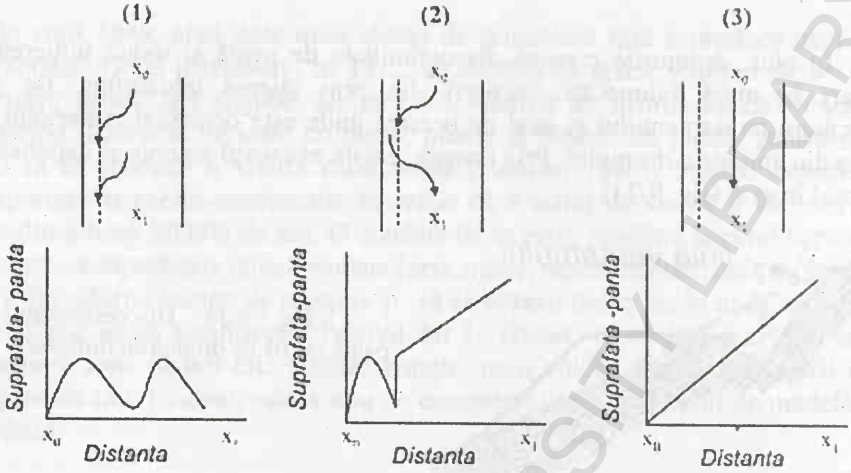


Fig. 9.25. Trei principale tipuri de drenaj pe drumurile forestiere nepavate şi modul cum afectează produsul dintre suprafaţa drumului şi panta segmentului de drum : 1.drenaj transversal neregulat ; 2.drenaj sinuos ; 3.drenaj liniar. Linia punctată arată marginea interioară a drumului (Ramos-Scharron şi MacDonald, 2005).

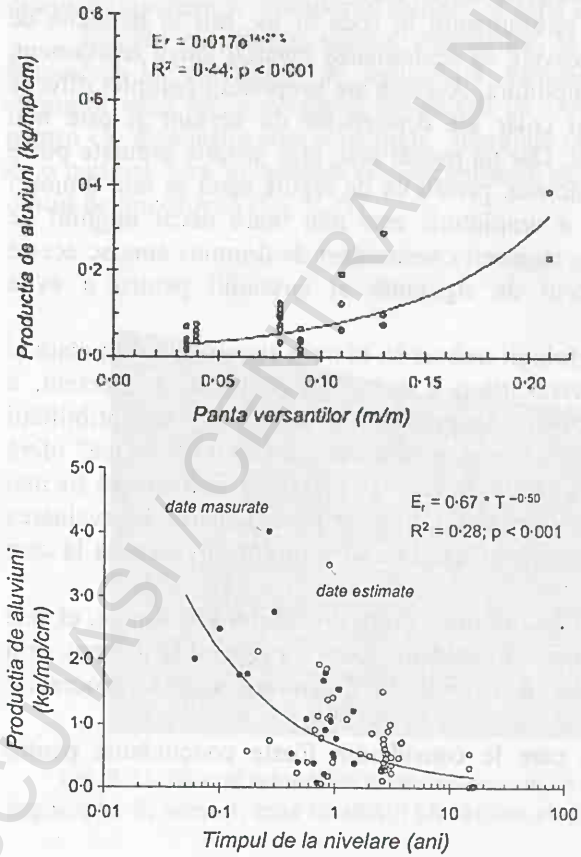


Fig. 9.26. Relaţii între producţia de aluviuni şi panta versanţilor pe care sunt amenajate drumurilor (stânga). Relaţii între producţia de aluviuni şi timpul de la nivelarea drumului (drepta) (Ramos - Scharron şi MacDonald, 2005).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În condițiile climatului musonic din Asia de Sud (Thailanda) cercetări experimentale în teren, pe o durată de 10 ani (Henderson, Witthawatchutikul, 1989) au pus în evidență faptul că în bazine hgidrografice bine împădurite, drumurile reprezintă cel mai important factor de control al producției de aluviuni. S-a ajuns până la 29% creşterea producției de aluviuni. Experimentul a fost făcut în bazinul râului Mal Toeng (situat la $12^0$39' lat. N şi $101^0$24' long E; suprafața bazinului = 1.12 km^2, altitudine medie = 175 m, panta medie = 22%; precipitații medii anuale de 1900 - 2000 mm) şi s-a constatat o rată a eroziunii pe drumuri de 4,96 t/km^2/an, în timp ce pe ariile împădurite rata eroziunii a fost de 0,13 t/km^2/an.

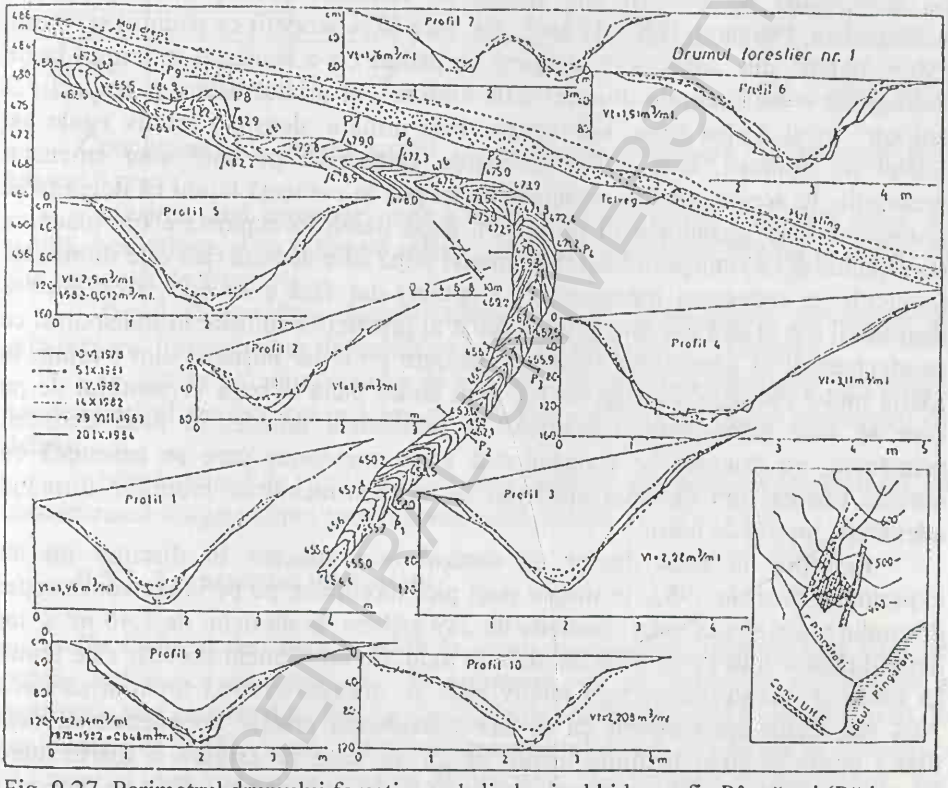


Fig. 9.27. Perimetrul drumului forestier nr.1 din bazinul hidrografic Pângărați (Rădoane, 2002).

Un experiment pe 21 de drumuri forestiere în diferite stadii de nivelare a fost realizat într-o zonă forestieră din Caraibe (Ramos-Scharron şi MacDonald, 2005) pentru a evalua contribuția acestora la producția de aluviuni a versantului respectiv. Exemplificăm acest experiment pentru că metoda de lucru şi rezultatele pot fi extrapolate şi la alte condiții. Lățimea medie a segmentelor de drum a fost de 4,7 m pe care s-au generalizat trei tipuri de drenaj (fig. 9.22)

Tipurile de drenaj pe astfel de drumuri sunt generalizate în fig. 9.25 şi le putem întâlni în oricare alte condiții. Producția de aluviuni a drumurilor a fost

determinată pe baza metodei secțiunilor transversale ridicate la intervale de timp, iar expresia grafică (fig. 9.26) arată dependența acesteia de panta versantului pe care se află drumul respectiv. Un factor foarte important în determinarea mărimii volumului de material îndepărtat de pe drumurile forestiere este și perioada de timp de la nivelare : cu cât aceasta este mai scurtă, cu atât materialul mobilizat contribuie la creșterea producției de aluviuni ; pe măsură ce drumul este folosit, materialul tasat, producția de aluviuni devine mai redusă.

In condițiile climatului temperat - continental, specifice regiunii muntoase din Carpații Orientali ai țării noastre cercetările experimentale în teren (fig. 9.27), pe o perioadă de cca 10 ani, făcute de Rădoane (1985) în două bazine hidrografice: Pângărați (Sb = 18 km^2, din care 62% acoperit cu pădure) și Oanțu (Sb = 38 km^2, din care 75,5% acoperit cu pădure), s-a constatat în primul bazin hidrografic o densitate de drumuri 2,06 km/km^2, în primul bazin, și respectiv 2 km/km^2, în al doilea bazin hidrografic. Prin urmare, densități relativ egale ale rețelei de drumuri, însă diferă înclinarea versanților pe care s-au amenajat drumurile. În aceste condiții măsurătorile au pus în evidență faptul că degradarea drumurilor este accentuată în primii ani după darea în exploatare (perioadă ce corespunde și cu transportul cel mai intens) după care această rată este diminuată (coincide cu reducerea transportului forestier) dar fără a se opri. Accentuarea degradării din primii ani este și un rezultat al practicilor folosite în transportul ce se efectuează; în general, se folosesc tractoare grele iar buștenii sunt tractați, în foarte multe cazuri, cu crengi cu tot, prin târâre până la baza versantului de pe care se face exploatarea forestieră. În perioadele umede, în mod deosebit primăvara, pe drumuri se concentrează apele meteorice care se amestecă cu noroiul rezultat din răzuirea efectuată de către trunchiurile arborilor formând adevărați „torenți de noroi".

Referitor la acest factor de control mai aducem în discuție un alt experiment făcut în 1983, în timpul unei ploi torențiale, pe perioada construcției drumului s-a ajuns la valori maxime de 289 gr/litru, la un debit de 1,46 m^3/s, iar debitul târât a atins peste 80% din debitul total. Ca un element specific este faptul că totuși și aceste valori sunt relativ mici și aceasta datorită faptului că circa 70% din bazin era acoperit cu pădure considerată practic impenetrabilă, deci foarte densă și cu o înălțime medie de 25 m, ceea ce asigură o foarte mare interceptie, însă amplificarea eroziunii în cazul la care ne-am referit se face mai ales prin inițierea și dezvoltarea ogașelor și ravenelor, aval sau amonte, de centura drumului (ravenația se datorează elementului climatic, alternanței de sezoane umede și uscate, ravenele atingând într-un singur sezon lățimi de 3 - 16 m, adâncimi de 1 - 3 m și lungimi de 18 - 66 m).

Măsurătorile asupra turbidității apelor scurse pe drumurile forestiere în bazinul Pângărați (tabel 9.8) au pus în evidență valori de până la 125 g/l, iar la ploile torențiale, în mod frecvent 50 - 80 g/l. In același timp, în pădurile de amestec caracteristice regiunii, concentrația de aluviuni este între 0,5 - 1,9 g/l. Disproporția între cele două perechi de valori este atât de evidentă încât orice comentariu este de prisos.

Tabel 9.8. Turbiditatea apelor scurse de pe drumurile forestiere (N.Rădoane, 1985)

Data	Perimetrul	Debitul lichid (l/s)	Apa filtrată (l)	Turbiditate (g/l)	Observaţii
16.04.1977	1	5	1	15,35	Topirea zăpezii
16.04.1977	3	8	1	27,69	Topirea zăpezii
15.04.1981	2	3	1	125,0	Topirea zăpezii
22.04.1981	2	2,2	1	44,3	Topirea zăpezii
23.04.1981	2	1,4	1	24,3	Topirea zăpezii
6.05.1981	4	–	1	53,58	Ploaie (29,0 mm)
11.06.1981	2	2,0	1	87,0	Ploaie (16,6 mm; max. = 3 mm/min.)

Concluzionând, putem spune că drumurile forestiere influenţează rata eroziunii prin :

- oferirea unei suprafeţe nude a terenurilor drumurilor forestiere fiind, de regulă, neasfaltate şi cu o durată relativ scurtă de exploatare intensă în raport cu alte categorii de drumuri;
- faptul că introduce discontinuitate de pantă în înclinarea versanţilor şi, prin urmare, iniţierea unor dezechilibre în starea dinamică a versanţilor;
- se pun în circuit noi surse de aluviuni datorate aşa numitelor umpluturi, acestea putând amorsa noi procese de alunecări, curgeri noroioase sau curgeri de debris;
- prin sistemul de rigole, situate de o parte şi de alta a terasamentului, se concentrează curgerea apei spre reţeaua hidrografică.

9.5.3. Transportul de buşteni

De la locul de tăiere şi până la locul de încărcare buştenii sunt traşi pe pantă, acţiune ce se constituie, de asemenea, ca un factor de amplificare a eroziunii, mai ales când se face în condiţiile de sol îngheţat şi cu un mare grad de umiditate (fig. 9.28). Aceasta înseamnă transportul direct prin târâre pe trunchiuri şi crengi a unei însemnate cantităţi de depozite, care, în final, în mare parte, vor fi scoase din bazinul versant.

Transportul individual al buştenilor, când se face pe aceleaşi trasee şi cum este firesc, în lungul pantei, iniţiază formarea de ogaşe şi organizarea unui sistem de ravenaţie şi de formare a organismelor torenţiale. Fenomenele capătă amploare, în mod deosebit, după aşa numitele tăieri rase sau defrişări şi, în sfârşit, efectul cel mai important în sporirea producţiei de aluviuni al transportului de buşteni se realizează atunci când acesta se face pe cursul râurilor, pentru că antrenează o mare parte din aluviunile fine ce pot fi evacuate din bazinele hidrografice mici la viteze şi debite minime. Insă, un aspect trebuie remarcat din punct de vedere geomorfologic şi anume: efectele transporturlui buştenilor prin târâre pe versanţi sau pe cursul apelor sunt atenuate şi eliminate cu cât creşte

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suprafața bazinelor hidrografice, pentru că factorii naturali domină categoric întregul regim al sistemului aluviunilor, pe măsura creşterii mărimii bazinelor hidrografice. Efectul influențelor locale, în categoria cărora se cuprind şi cele antropice sunt dominate de influențe regionale.

Fig. 9.28. Destabilizarea depozitelor de versant prin acțiunea de tractare a buştenilor din pădure, aprilie 2006 în bazinul Pângărați (foto N. Rădoane).

9.6. Cercetările geomorfologice în cazul fenomenelor extreme din ariile împădurite: doborâturi, avalanşe, mari deplasări de teren

Dacă pădurea "apără" terenurile de eroziunea în suprafață până la diminuarea acestuia la valori infintezimale, dacă pădurea diminuează considerabil eroziunea torențială şi procesele de mişcare în masă, totuşi la scara timpului de evoluție a reliefului incomparabil mai mare ca al dezvoltării unei asociații vegetale, apar fenomene care se înscriu normal în procesele de morfogeneză şi pe ariile forestiere. Între acestea, cel puțin trei categorii de fenomene apar cu o importanță deosebită, şi anume:

-doborâturile de arbori determinate de acțiunea eoliană indirectă în morfogeneza terenurilor împădurite;

-avalanşele care distrug vegetația forestieră deschid agresiunea înaintării fenomenelor torențiale şi a curgerilor de pietre, a torenților de pietre, coborând astfel limita superioară a pădurilor;

-mari deplasări de teren, care reprezintă, chiar în cazul versanților împăduriți, tendința de evoluție prin praguri intrinsece.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 9.29. Doborâtură de vânt prin dezrădăcinare totală (Popa, 2007)

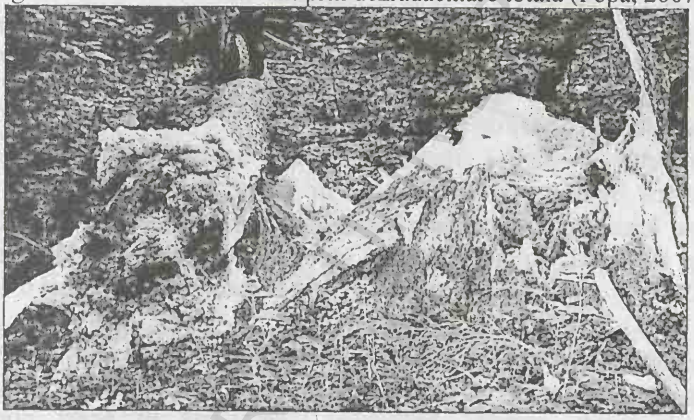


Fig. 9.30. Doborâtură de vânt prin ruperea trunchiului la bază (Popa, 2007).

Fig. 9.31. Doborâturi produse de vânt cu efecte catastrofale (Popa, 2007).

Doborâturile produse de vânt şi zăpadă reprezintă o formă de eliminare pe cale naturală a unei părţi din ecosistem. Sistematica doborâturilor de vânt a fost

amplu prezentată de Popa (2007), din care reținem concluzia că, în funcție de intensitatea și amploarea fenomenului raportată la o anumită scară geografică de analiză, se pot generaliza două principale tipuri: *doborâturi endemice* și *doborâturi catastrofale*.

În prima categorie se include doborâturi izolate sau dispersate, cu intensitate medie sau redusă, se produc annual, pot afecta suprafețe foarte mari, dar intensitatea lor poate fi redusă prin lucrări silvotehnice adecvate. Imagini ale diferitelor tipuri de doborâturi sunt redate în fig. 9.29, 9.30 și 9.31, reproduse prin amabilitatea autorului lor, Popa (2007).

Doborâturile produse de vânt cu efecte catastrofale sunt acele doborâturi în masă produse de un singur eveniment de intensitate ridicată (tornade, uragane), sunt fenomene rare, cu răspândire spațială concentrată, iar intensitatea lor nu poate fi redusă prin măsuri silvotehnice. La nivel european doborâturi cu caracter catastrofal se pot considera cele care depășesc un volum calamitat de 1 million m^3, semnificative din acest punct de vedere fiind catastrofele eoliene din 1990 (peste 100 milioane m^3) și din decembrie 1999 (peste 200 milioane m^3). Se apreciază ca în cadrul acestor doborâturi, relieful joacă un rol esențial în estimarea riscului la astfel de fenomene.

La nivelul României, limita inferioară a volumului calamitat poate fi considerată ca fiind egală cu 100 000 m^3 la un singur eveniment. În această categorie se încadrează doborâturile care s-au produs în 1995 în arboretele din Harghita și Covasna, volumul lemnos afectat fiind de 7 – 8 milioane m^3 și din martie 2002 din județul Suceava unde volumul calamitat a depășit 6 – 7 milioane m^3 (Popa, 2007).

Din punct de vedere geomorfologic, o doborâtură de vânt poate declașa un lanț întreg de procese de versant, de la eroziunea în suprafață, liniară până la alunecări de teren, surpări, prăbușiri. Cercetările în acest domeniu sunt numeroase, cum este firesc, în domeniul silvic, atenția fiind acordată frecvenței fenomenului (Vlad, 1997), modelarea matematică a dinamicii tempoarale a doborâturilor (Popa, 1999), preocupări pentru cuantificarea riscului apariției catastrofelor naturale în domeniul ecosistemelor forestiere (Popa, 2007).

În România au fost monitorizate câteva mari doborâturi de vânt în județele Covasna și Harghita în 1995 sau în județul Suceava în perioada 1977 – 1990 (Barbu, Cenușă, 1987 ; Vlad, 1997). Pe lângă supefețele de zeci de mii de hectare afectate, de reținut este corelația dintre vârstă și valoarea coeficientului de zveltețe caracteristic arborelui mediu, comparativ cu domeniile de vulnerabilitate, indică faptul că până la vârsta de 50-55 ani, majoritatea arboretelor de molid cercetate se încadrează în domeniul vulnerabil, ceea ce face ca ele să fie în continuare, potențial expuse rupturilor de zăpadă și doborâturilor de vânt.

Pe lângă factorul climatic cu rolul cel mai important în evaluarea doborâturilor de arbori și factorul relief are un rol de control în dirijarea dinamicii atmosferei. De exemplu, rupturile și doborâturile inventariate în perioada 1977 și 1979 în ocoalele silvice din județul Suceava au arătat că acestea s-au produs în banda altitudinală de 600 – 1000 m (fig. 9.32). Cei mai expuși doborâturilor de

vânt sunt versanții cu expoziție estică, respectiv, cei așa-zis protejați de expunerea directă față de vânturile de vest. Cu toate acestea, frecvența cea mai mare a doborâturilor pe baza observațiilor într-o perioadă lungă de timp a avut maximum de incidență tocmai pe acești versanți. De cel mai multe ori marginile rămase în urma tăierilor de racordare a constituit puncte de plecare pentru doborâturile ce au urmat (Barbu, Cenușă, 1987).

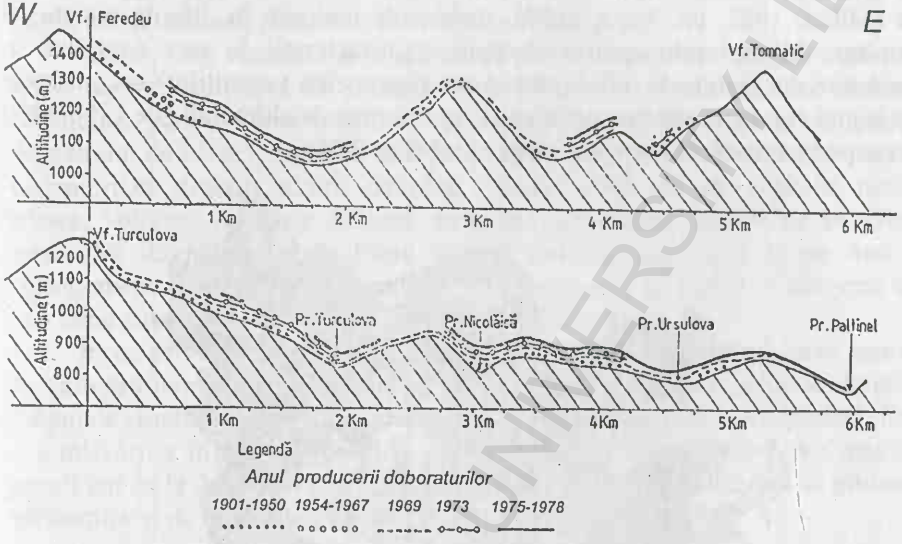


Fig. 9.32. Distribuția doborâturilor de vânt din perioada 1900-1980 în raport cu formele de relief în direcția de înaintare a vânturilor periculoase, perimetrul Demăcușa (Barbu, Cenuşă, 1987).

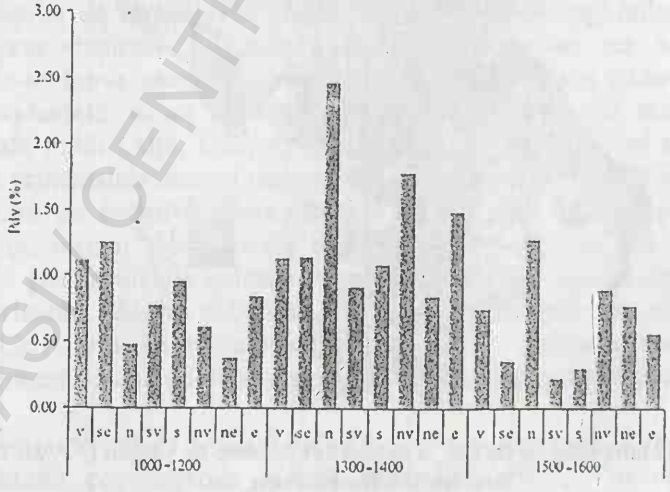


Fig. 9.33. Variația riscului mediu în raport cu altitudinea și expoziția versanților în zona U.P.VII Izvoarele Bistriței (Popa, 2007)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În prezent s-au elaborat sisteme eficiente de cartare a zonelor de risc la doborâturi prin metoda integrării unor factori multipli. Analizele statistice şi simulările efectuate au arătat că parametrii geomorfometrici (expoziție, altitudine, pantă etc) împreună cu parametrii dinamicii atmosferei reprezintă 77% din scorul total în cadrul sistemului britanic de evaluare a riscului la doborâturi produse de vânt (Miller, 1985, cit. Popa, 2007). Aplicațiile realizate în diferite puncte cu doborâturi de vânt prin analiza varianței multifactoriale în care s-au luat în considerare doi factori de relief (altitudinea şi expoziția versanților) s-a constatat că cele mai expuse la vânt sunt stațiunile forestiere de la altitudinile de 1300-1400 m cu expoziția nordică, nord-vestică şi estică (fig. 9.33).

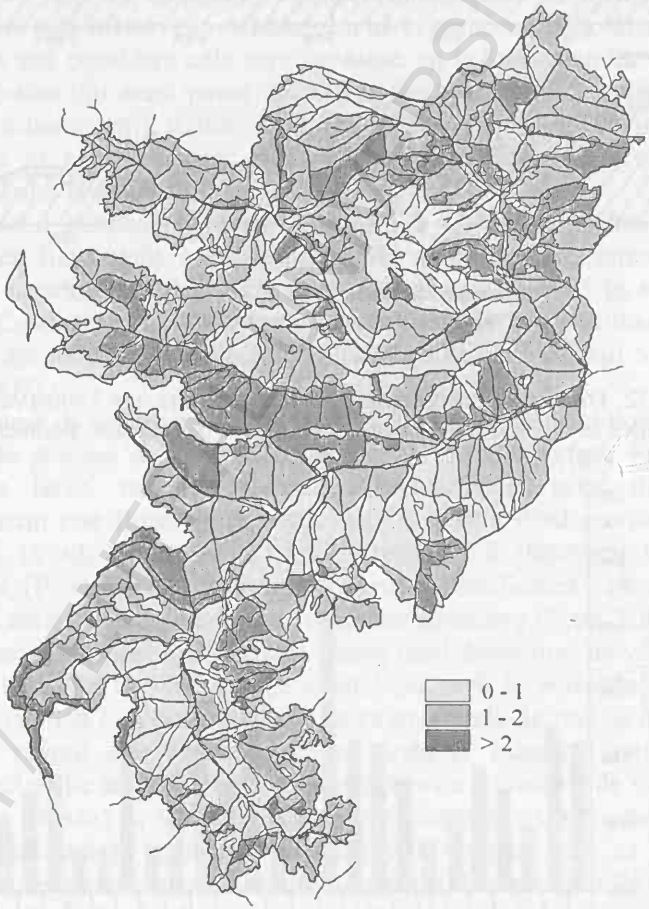


Fig. 9.34. Harta zonelor de risc la doborâturi produse de vânt în U.P.VII Izvoarele Bistriței,O.s Borşa (Popa, 2007).

Rezultatul unor asemenea investigații sunt hărțile de risc la doborâturi, instrumente foarte utile pentru managementul pădurilor, dar şi a versanților. Iată

BCU IASI / UNIVERSITY LIBRARY

de exemplu, în zona O.s. Borşa, Izvoarele Bistriţei s-a elaborat o asemenea hartă (fig. 9.34) care separă versanţii funcţie de tipul riscului calculat : scăzut, moderat sau ridicat.

În concluzie, implicarea geomorfologiei în cazul fenomenelor extreme de tipul doborâturilor trebuie să vizeze rolul factorului relief în dinamica atmosferei, pe de o parte, şi consecinţele asupra stabilităţii versanţilor şi a compunerii bugetelor de aluviuni pe care asemenea fenomene le au.

Astfel, sunt necesare investigaţii detaliate asupra morfologiei versanţilor, expoziţia lor, realizarea de corelaţii între parametrii morfologici ai versanţilor (altitudine, pantă, forma profilului de versant, expoziţia versantului, grosimea depozitelor de versant, tipul de rocă pe care versantul este format etc) şi o serie de parametri ce descriu arborii doborâţi (vârsta, coeficient de zveltеţe, tipul de arbore, volumul de lemn doborât, structura arboretului, indicii de stabiliate a masivului de pădure etc). Toate acestea pot conduce apoi la un mai bun management al suprafeţelor forestiere, în special cele de molid, la alegerea celor mai bune soluţii şi tehnologii de regenerare a arboretelor.

În ce priveşte rolul geomorfologiei în faza post-doborâtură, prin metodele de cartografiere şi aplicarea modelelor de stabilitate a versanţilor se determină timpul de răspuns al suprafeţelor afectate la acţiunea eroziunii în suprafaţă, liniare şi a mişcărilor în masă. De regulă, impactul deranjării versanţilor este maxim în primii ani de la doborâtură, timp în care trebuie intervenit cu măsuri de protecţie a versanţilor şi de regenerare a materialului forestier.

Avalanşele sunt fenomene care intră deopotrivă în interesul de cercetare al geomorfologilor, silvicultorilor, glaciologilor şi specialiştilor în periglaciar. In Elveţia, de altfel, există încă din 1931 o comisie naţională pentru studiul zăpezii şi al avalanşelor de zăpadă. Fenomenul este caracteristic regiunilor alpine, dar afectează prin amploare şi limita superioară a pădurilor, nu de puţine ori constituindu-se într-o cauză mecanică de coborâre a limitei pădurilor. În ţara noastră avalanşele nu au frecvenţa şi amploarea celor din marele sisteme muntoase ale lumii (Alpi, Caucaz, Himalaia, Anzi, M. Stâncoşi etc) dar sunt prezente în principalele masive muntoase care depăşesc 2000 m. Paradoxal, deşi ele reprezintă un fenomen geomorfologic de tip periglaciar, intră în atenţia silvicultorilor, tocmai prin efectele directe asupra vegetaţiei. De aceea, orice cercetare de geomorfologie aplicată pentru ameliorarea fondului forestier (de la limita superioară a pădurii) trebuie să aibă în vedere şi cercetarea unui asemenea fenomen. Cercetarea lui trebuie să aibă în vedere tipizarea, cunoaşterea şi descrierea mecanismului de iniţiere şi producere, efectul în morfogeneză şi asupra pădurii.

Avalanşa de zăpadă poate fi definită ca o mişcare rapidă a zăpezii cauzată de instabilitatea covorului de zăpadă (Embelton, 1979; Voiculescu, 2002). Avalanşele pot fi de zăpadă uscată sau umedă, iar în timpul mişcării pot colecta însemnate cantităţi de debris şi pot luneca la contactul cu terenul sau pe un substrat de zăpadă; de asemenea, pot fi aeropurtate, deci, pur şi simplu, se

BUNAS INSTITUTE LIBRARY

realizează un zbor de masă de zăpadă. Energiile dezvoltate de avalanşe sunt înspăimântătoare. Allix (1924) a estimat o energie de până la 2,24 x 10^5 MW pentru marile avalanşe din Italia din anul 1985.

Una dintre trăsăturile specifice ale avalanşelor este infrecvenţa lor în timp şi spaţiu; sunt situaţii în care ele apar regulat, respectând aceleaşi trasee în fiecare an. Ca mărime, ele pot merge de la mici alunecări de blocuri de zăpadă, până la proporţii catastrofice care pot fi asemuite inundaţiilor, huricanelor, cutremurelor. Pentru a se produce o avalanşă, prima condiţie o reprezintă coeziunea internă mică a zăpezii, apoi la anumite condiţii de pantă se realizează una sau mai multe din condiţiile următoare: adăugarea de zăpadă proaspătă (pufoasă); o reducere a coeziunii interne spre nivelul critic; lubrifierea prin percolarea apei din topirea zăpezii. De regulă, primăvara sau vara, zăpada câştigă în greutate, iar forţa distructivă a avalanşelor este potenţată. După Quervain (1966) se disting următoarele criterii de diferenţiere a avalanşelor (cf. Embleton, 1979) (table 9.9).

Tabel 9.9. Criterii de diferenţiere a avalanşelor (Quervain, 1966, cit. Embleton, 1979)

Criterii	Caracteristici	
1. după tipul de umplutură	porneşte de la o linie: -avalanşe de "lespezi"	porneşte dintr-un punct: -avalanşă de zăpadă nelegată (liberă)
2. poziţia suprafeţei de alunecare	în cadrul covorului de zăpadă: -(noi fracturi în zăpadă, vechi fronturi în zăpadă)	pe suprafaţa terenurlui: -întregul strat de zăpadă formează avalanşa
3. starea de umiditate	zăpadă uscată: -avalanşă uscată	zăpadă moale (umedă): -avalanşă de zăpadă umedă
4. forma urmei de deplasare	traseu de deplasare deschis : -vârtejuri prin aer	urmează lungul pantei : -avalanşă canalizată
5. forma de mişcare	mişcare prin aer : -avalanşe sub formă de pudră	mişcare pe pantă : -avalanşe glisante, avalanşă de curgere
6. cauza declanşării	cedare internă : -avalanşe spontane	cedare externă : -avalanşe naturale şi artificiale

În ceea ce priveşte studiul avalanşelor şi legătura lor cu mediul forestier o primă importanţă (pentru geomorfologie) o au avalanşele care se deplasează, alunecă sau curg pe suprafaţa terenului, întrucât acestea pătrund sub limita superioară a pădurilor şi treptat o "împing" mai jos (fig. 9.35); sunt avalanşe care ating cea mai mare densitate a zăpezii, până la 400 kg/m^3, incluzând şi roci, resturi vegetale, în timp ce avalanşele aeropurtate ating maximum 10 kg/m^3. Primele produc cele mai mari pagube, exfoliind arborii şi rupându-i, distrug drumuri şi alte construcţii. O clasificare mai generală, după Embleton (1979), având în vedere tipul de zăpadă, de mişcare, al conţinutului de apă liberă şi a naturii suprafeţei de alunecare este următoarea :

-după tipul de zăpadă sunt avalanşe în "lespezi" şi avalanşe cu zăpadă liberă (pulberi de zăpadă);

-după tipul de mişcare: avalanşe aeriene (aeropurtate); avalanşe ce se deplasează apropiat de teren; avalanşe mixte(atât aeriene, cât şi pe sol);

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

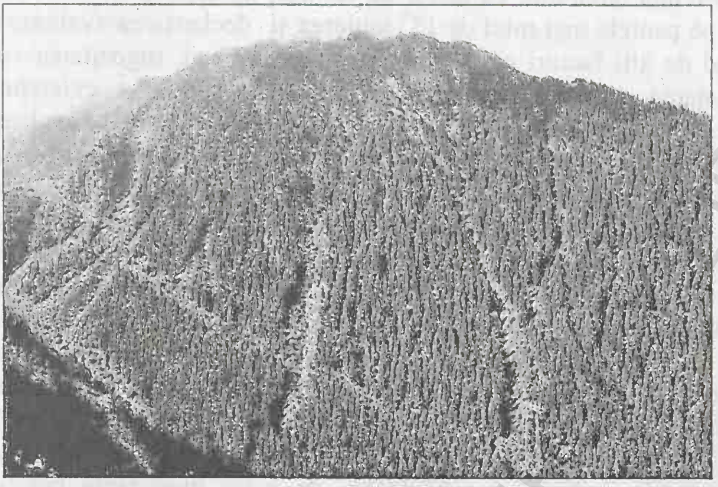


Fig. 9.35. Culoare de avalanşe pe versantul stâng al văii Bâlea, Munţii Făgăraş (foto N. Rădoane).

-după conţinutul de apă sunt: avalanşe uscate; umezite; umede (apa este vizibil prezentă);

-după suprafaţa de alunecare sunt: avalanşe cu alunecare pe strate de zăpadă sau avalanşă superficiala; avalanşe la suprafaţa terenului.

Referindu-ne la cadrul strict al pădurii, cu privire la avalanşe se impun a fi subliniate trei aspecte: viteza producerii lor, controlul terenului asupra iniţierii şi dezvoltării lor şi elementele de identificare morfologică a efectului avalanşelor.

În mod expres din punct de vedere geomorfologic interesează terenul ca factor de control şi efectele geomorfologice ca element de prognoză.

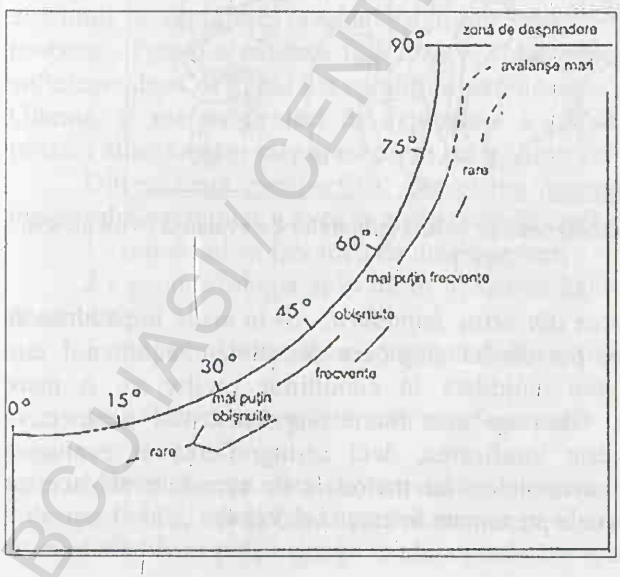


Fig. 9.36. Relaţia între înclinarea versantului şi probabilitatea de realizare a avalaşei (Embleton, 1979, cit.Voiculescu, 2002).

BCU IAŞI / CENTRU VECHI / LIBRARY

În privința terenului, ca factor de control, un aspect este bine cunoscut și anume că pe pantele mai mici de 15^0 inițierea și declanșarea avalanșelor depind mai curând de alți factori cum ar fi: grosimea zăpezii, rugozitatea versantului, respectiv starea de acoperire cu vegetație. Indeplinindu-se celelalte condiții, avalanșele se pot declanșa, începând cu pante de 6^0, dar marile avalanșe preferă pante între 25 - 50^0, peste care fenomenul devine destul de rar întrucât zăpada nu mai repauzează pe grosimi apreciabile. Uneori însă, în afară de înclinare s.s., configurația versanților (rugozitatea) reprezintă un factor principal prin prezența arborilor sau a stratului ierbos care influențează avalanșele. Cartografierea a peste 1000 de avalanșe în SUA a arătat că există posibilitatea de a evalua traseele pe care se vor deplasa avalanșele, de asemenea, există posibilitatea de a evalua intervalul de recurență a avalanșelor. Reperele de evaluare sunt: înclinarea versanților, expoziția, altitudinea de pronire, altitudinea de stingere, energia de relief, suprafața ariei sursă, suprafața de măturare. Reproducem din Voiculescu (2002) o diagramă utilizată de Serviciul Forestier al SUA pentru a evalua indirect probabilitatea de realizare a avalanșelor, de mare importanță practică pentru managementul unor asemenea fenomene (fig. 9.36). În masivul Făgăraș, Voiculescu (2002) a cartografiat 700 culoare de avalanșe cu caracter permanent, cu rol în acțiunea de transport și sortare a materialului dezagregat (fig.9.37).

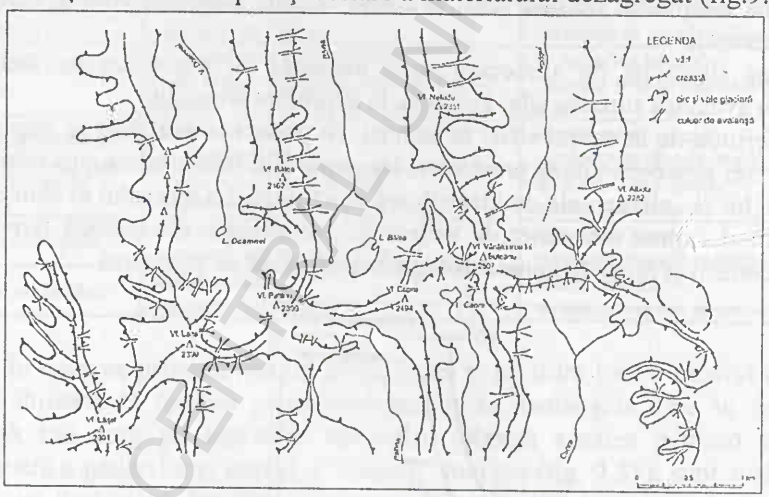


Fig. 9.37. Masivul Făgăraș, sectorul central. Schița culoarelor de avalanșă (Voiculescu, 2002).

Marile deplasări de teren din ariile împădurite. Si în ariile împădurite se produc deplasări de teren ce pot căpăta amploare deosebită. Fenomenul este frecvent în regiunile cu mare umiditate în condițiilor rocilor cu o mare susceptibilitate la alunecări. Ceea ce este foarte important din perspectiva cunoașterii geomorfologiei este localizarea, deci cartografierea si evaluarea intervalului de recurență a fenomenelor. Iar metodele de cercetare ale acestor procese sunt asemănătoare cu cele prezentate în capitolel 3 și 4.

10. Cercetările de geomorfologie aplicată în domeniul mineritului

Aspecte generale. Mineritul ca fenomen de morfogeneză. Elemente de geomorfologie, în proiectarea şi exploatarea compuşilor extractivi. Morfologia şi dinamica formaţiunilor miniere de suprafaţă. Geomorfologia aplicată în domeniul haldelor de steril. Impactul mineritului în sistemul aluviunilor.

Exploatările miniere, în subteran sau la suprafaţă prin decopertare, reprezintă o categorie distinctă de influenţă antropică în morfogeneză, fie direct, prin crearea de morfologii de excavare sau depozitare, fie indirect prin depozite haldate sau prin staţiile de spălare, constituie importante surse de aluviuni. Adăugăm la aceasta comportarea morfogenetică a haldelor, ele fiind supuse eroziunii în suprafaţă, ravenaţiei (şiroire, sol) şi în multe cazuri alunecări de proporţii. Pentru a remarca fără rezerve rolul mineritului din morfogeneză, sunt suficiente două exemple din condiţiile ţării noastre: exploatările de lignit la zi din Oltenia, şi marele proiect de exploatare a sulfului din masivul Călimani (în prezent abandonat şi care arată ca un peisaj lunar).

Din această perspectivă, cercetarea geomorfologică aplicată în cazul mineritului presupune a avea în atenţie următoarele obiective majore :

1 - mineritul ca fenomen de morfogeneză;

2 - geomorfologia aplicată în domeniul haldelor de steril şi a iazurilor de decantare;

3 - impactul mineritului în sistemul aluviunilor.

10.1. Mineritul ca fenomen morfogenetic

Mineritul este singura activitate antropică prin care se aduc din zone subsuperficiale, adesea de la profunzimi de până la 900 m şi mai mult, roci care în mod efectiv ar putea ajunge în sfera modelării subaeriene după milioane de ani

BUASVM CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

față de momentul actual. Iar debitul de exploatare, dacă se iau doar producțiile de roci și minerale extrase într-un an, nu de puține ori depășește de multe ori debitul solid al râurilor. De exemplu la nivelul anului 1982 pentru întreaga suprafață a uscatului, extracțiile de minereuri s-au situat la impresionanta cifră de 3000 miliarde tone, în timp ce debitul solid anual transferat de râuri spre mări și oceane, este de 24 miliarde tone (cf. Goudie, 1981). Aceasta este expresia celei mai puternice forțe de morfogeneză autentică, *morfogeneza antropică,* iar la început, după datele existente, din neolitic (cca 2000 î.H.), când oamenii făceau excavații cu ajutorul coarnelor de cerb (s-au găsit astfel de urme în Breaklandul de Est, Anglia). De asemenea, s-au identificat mari excavații de exploatare a turbăriilor din anul 1300 (d.H.), cu un volum de 25,5 mil.m^3, în depresiunea rezultată formându-se un lac (inundarea a avut loc datorită ridicării nivelului mării).

Similare mineritului, în sensul creării de morfologie de excavație, și care arată puterea crescută asupra morfogenezei o constituie bombardarea. Astfel, Westing și Pliffer (1972) arătau că între 1965 - 1971, s-au creat astfel 256 milioane asemenea cratere acoperind o suprafață de 170.000 ha, numai prin bombardarea Indochinei, ceea ce a reprezentat deplasarea a 2,6 miliarde m^3 de pământ, mult mai mult decât s-a calculat a fi fost necesar pentru cucerirea pământurilor de sub apele mării, în Olanda. Exemplele ar putea continua, rămânem însă cu imaginea, că forța umană, omul, ca agent morfogenetic a devenit cel mai puternic în raport cu mulți agenți naturali, dacă nu în raport cu toți.

În raport cu morfologia creată prin minerit se disting :

-*morfologiile de excavații* (tuneluri, galerii, excavații de suprafață);

-*morfologii de acumulare* a minereurilor și reziduriIor de prelucrare (halde).

Morfologia de excavație cuprinde două tipuri principale: *subteran*, constituit din puțuri și rețele de tuneluri, galerii, adevărate "peșteri antropice" și *de suprafață* (cariere, decopertări).

Cât privește primul tip, pentru geomorfologie prezintă interes nu atât sub aspectul tehnicilor aplicative, cât mai ales sub aspectul forței umane implicată în morfogeneză. In primul rând, pentru că omul, exceptând acțiunea apei asupra rocilor solubile, este cel mai activ agent geomorfologic; în al doilea rând, pentru că prin această activitate de minerit, inclusiv prin exploatarea resurselor de petrol, gaze și ape subterane, se induc ample procese de subsidență și chiar prăbușiri de amploare, cu efecte morfologice evidente la suprafață. Câteva exemple pot fi concludente. In nord-vestul Angliei, regiunea Cheshire exploatările de sare au determinat subsidențe până la 70 m; în lungul liniei ferate Crews - Manchester - Elton între 1892 - 1956 a fost o subsidență de 4,9 m; rata subsidenței în cazul extracției de petrol și gaze a înregistrat un maximum de 216 mm/an (1928 - 1970) în timpul de extracție Wilmington (SUA), 50 mm/an (1912 - 1962) în Azerbaidjan, iar în cazul extragerii de apă este cunoscut cazul orașului Mexico

City cu rata maximă de 250 - 300 mm/an; Tokyo 500 mm/an (în acest caz în 1960 35,2 km^2 din oraş era mai jos de nivelul mării, iar în 1974, 67,6 km^2, expunând cca 1,5 milioane locuitori la hazardul unei inundaţii); Bangkok (Thailanda) 100 mm/an (Goudie, 1981).

Procesul de subsidenţă indus prin activităţi miniere poate avea loc ca urmare a excavaţiilor subterane de mari proporţii, indiferent în ce fel de roci s-a făcut excavarea sau datorită exploziilor produse în rocile nisipoase, aluviuni, loessuri (Hosu, 2003). Explozia unei încărcături în roci de tipul celor amintite creează o cavitate instabilă prin cvasicompactarea materialului din jur. După ce presiunile iniţiale s-au disipat şi întrucât materialul este lipsit de coerenţă semnificativă, rezultatul exploziei este reprezentat de o mare reducere de volum, ceea ce se manifestă prin procesul de subsidenţă. Dimensiunea formelor rezultate variază de la câţiva metri la sute de metri în diametru şi de la câţiva deciimetri la câţiva metri în adâncime. Unul din cele mai cunoscute exemple este şi cel al extragerii sării prin disoluţie de la Ocnele Mari, Subcarpaţii Vâlcii care a dus la apariţia de mari caverne în câmpurile de exploatare de la Ocnele Mari, Subcarpaţii Vâlcii. Măsurătorile cavernometrice din anii 1993, 1995 şi 1997 au arătat o reducere din ce în ce mai mare a portanţei planşeului din tavan ale cavernelor, culminând cu evenimentul din septembrie 2001, când pilierul marginal al cavernei Ţeica Mare, s-a prăbuşit. Volumul total desprins la prăbuşirea din anul 2001 a fost de circa 3 milioane m^3, cel deversat – de aproximativ 1,1 milioane m^3, iar cel rămas în cavernă, de 1,9 milioane m^3. În prima zi a fost deversată o cantitate de cca 560 000 m^3, corespunzând unui debit de 6,5 m^3/secundă. În locul excavaţiei s-a format un lac de aproximativ 7000 m^2 (fig. 10.1).

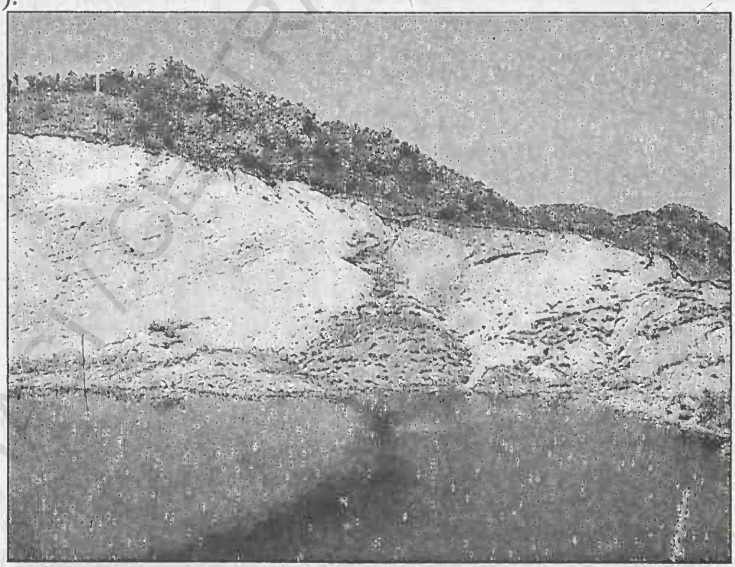


Fig. 10.1. Ocnele Mari – lacul format în urma prăbuşirii (Bălteanu et al., 2005)

BCU "I. G. DUCA" UNIVERSITY LIBRARY

In ceea ce priveşte cea mai mare excavaţie de suprafaţă de pe glob datorată mineritului se află în câmpul minier Bingham Canyon Copper (Utah). Din ea s-au extras 3355 milioane tone minereu de pe o suprafaţă de 7,21 km^2 până la o adâncime de 774 m, de şapte ori cantitatea de material scoasă din Canalul Panama. Localizată în apropierea Salt Lake City, Utah, SUA, marea excavaţie are o vechime de 100 ani (în 2003), timp în care dimensiunile ei au tot crescut (fig. 10.2).

Fig. 10.2. Cea mai mare excavaţie minieră de pe Glob, Bingham Canyon Copper (Utah, SUA), lăţimea = 4 km, adâncimea = 774 m (http://www.mining-technology.com).

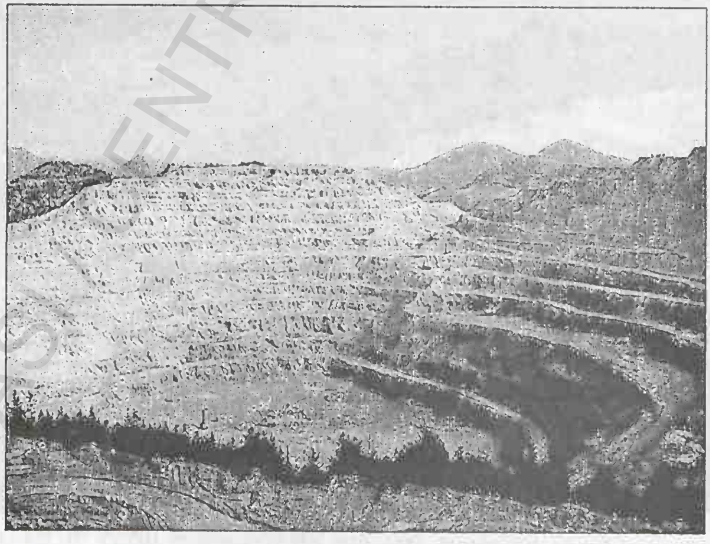


Fig. 10.3. Exploatarea minieră Roşia Poieni (foto Ioana Feier, 2007).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În România, exploatarea de zăcământ cuprifer de la Roşia Poieni este cea mai mare de acest tip din Europa Centrală şi de Est (fig. 10.3). Se află situată în bazinul superior al Arieşului, în zona Munţilor Metaliferi. Vârful Ruginiş a fost săpat 300 de metri în adâncime în cei peste 20 de ani de la inaugurarea carierei. Accesul spre exploatare se face astăzi pe un drum terasat prin lucrările de extragere cu o lungime totală de 100 de kilometri. Roşia Poieni asigură mai bine de două treimi din necesarul de cupru al României. Mina este acum însă în faţa testului supravieţuirii: dacă nu găseşte un investitor dispus să finanţeze tehnologie performantă, normele UE o condamnă la închidere. Aici se află şi cel mai mare iaz cunoscut pe continent, cu o suprafaţă ocupată de 64 ha (suprafaşa proiectată fiind de 145 ha) şi a înmagazinat 40 milioane m^3 de steril.

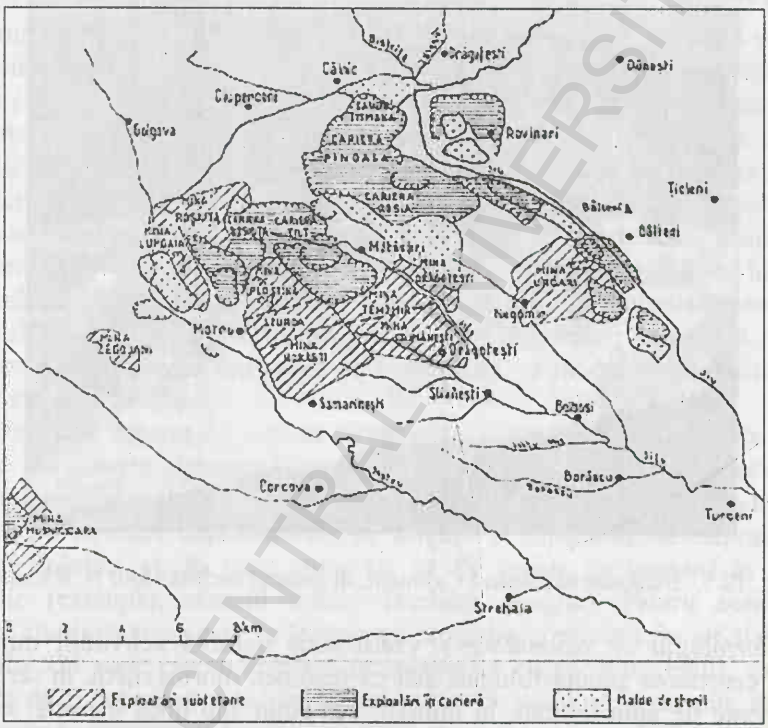


Fig. 10.4. Areale cu mediu critic afectate de activităţi miniere în bazinul Motrului (Călugăru, 2003 cit. Bălteanu et al., 2005)

Transformări radicale ale mediului natural desfăşurate într-un ritm fără precedent s-au produs în aria sud – vestică a Subcarpaţilor Vâlcii (între văile Bistriţei şi Oltetului) după declanşarea exploatării lignitului în carieră în 1977. Lucrările de exploatare a lignitului la zi din carierele Berbeşti Vest şi Berbeşti Est au o suprafaţă totală de 11,8 km^2, în care se includ suprafeţele de excavare şi de haldare (Dinu et al., 1997; Cioacă, Dinu, 2000). O altă zonă cu exploatări de lignit la zi este cea între Jiu şi Motru unde există cele mai degradate terenuri din

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

România (fig. 10.4). Se apreciază, de exemplu, că 18% din terenul agricol al județului Gorj este scos din circuit pentru minerit.

Aceste exploatări produc modificări radicale ale reliefului prin nivelarea unor văi secundare, apariția unor cariere de mari dimensiuni (Roşiuța 411 ha, 130 m adâncime); formarea unor halde de steril de mari dimensiuni; formarea unor lacuri de baraj prin amplasarea unor halde în bazine secundare; formarea unui microrelief accidentat prin prăbuşirea vechilor galerii de mină (Bălteanu et al., 2005).

O altă morfologie antropică tipică este cariera de exploatare a sulfului din Munții Călimani, care arată astăzi ca o piramidă a vechilor azteci (fig. 10.5). Aceasta a funcționat între anii 1977 – 2000, în prezent fiind închisă. Exploatări similare sunt în Polonia, Italia, China.

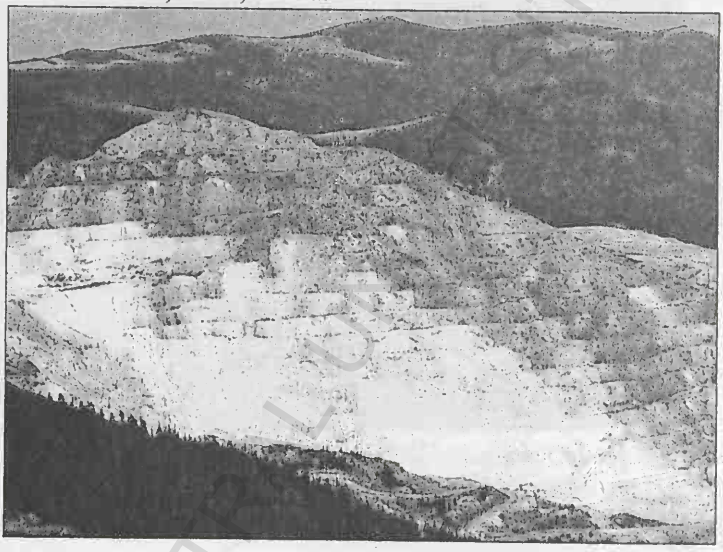


Fig. 10.5. Exploatarea minieră Calimani, în prezent închisă (foto N. Rădoane).

Morfologia de acumulare şi construcție datorită activității mineritului, implică cercetarea geomorfologică atât ca fenomen morfogenetic în serie, dar şi ca elemente de aplicabilitate în minerit, cel puțin sub două aspecte: evaluarea condițiilor morfologice şi morfodinamice de amplasament a haldelor şi altor forme de acumulare; comportarea acestor morfologii la acționarea agenților externi.

Denumirea generică a formelor de acumulare a sterilului exploatărilor miniere este de "halde". Haldele sunt structuri de acumulare antropică a sterilurilor, zgurilor industriale, şlamurilor, cenuşilor şi deşeurilor menajere. Construcția lor trebuie să îndeplinească cel puțin trei condiții tehnico-economice şi sociale :

- să asigure stabilitatea şi prevenirea unor catastrofe de deplasare a materialelor haldate;

-să prevină poluarea mediului, în special a apei prin preluarea şi antrenarea de substanţe din halde;

-să poată fi reintegrate în circuitul economic şi ecologic al terenurilor;

Cel puţin primul şi al treilea aspect intră şi sub incidenţa geomorfologiei ca amplasament şi comportare la acţiunea unor agenţi morfogenetici interni sau dezvoltaţi în condiţii de prag intrinsec. Bineînţeles, haldele sunt nişte acumulări haotice de material, cărora li se dă o formă. Există chiar institute speciale, cum este cel de la Birmingham, care se ocupă de problemele depozitării în halde. Prin cantitatea mereu sporită de sterile, de deşeuri industriale, cenuşi şi zguri nu înseamnă doar creşterea suprafeţelor ocupate de halde, ci şi găsirea formelor ideale de stabilitate pe suprafeţe cât mai mici. De exemplu, în ţara noastră în perioada 1983 - 1990 rata medie a deşeurilor termocentralelor a fost 27 mil. t/an, or a extinde în permanenţă câmpurile de depunere nu este cea mai bună soluţie. In acest sens specialiştii au găsit de-a lungul timpului soluţii adecvate tipurilor de deşeuri (este vorba, în primul rând de deşeurile industriale diferenţiate în : ale industriei extractive şi de prelucrare; ale industriei metalurgice; ale industriei energetice; ale industriei chimice; ale industriei materialelor de construcţii şi din construcţii). Ei au trebuit să aibă în vedere o cunoaştere a caracteristicilor geomecanice ale deşeurilor, vitezei de depozitare, caracteristicilor mineralogice ale materialelor depozitate; ale tipului de transport (pe cale uscată sau hidraulic); a perioadei de funcţionare (halde provizorii şi definitive), a amplasamentului (pe şes, în albie; pe râpe, incluzând văi cu terenuri degradate; de carieră, pentru a nivela excavaţii miniere sau gropi de împrumut), a modului de realizare (spre amonte sau spre aval) ş.a.

Din toate acestea, în ceea ce ne priveşte, ca geomorfologi trebuie să avem grijă de *o evaluare riguroasă a stabilităţii viitorului amplasament* (evident în raport cu cantitatea scontată a fi depozitată) şi a faptului că haldele trebuie realizate pe terenuri neproductive, să asigure o capacitate de depozitare, pe suprafeţe minime şi, în final chiar ele să fie redate ca terenuri în circuitul economic (exemplu, câmpul minier Ducham, Anglia). Pentru aceasta sunt necesare studii de teren care se încheie cu prognoza coeficientului de stabilitate a terenurilor (în acest caz se lucrează în colaborare cu geotehnicienii), cunoscând perioada de funcţionare a haldei de cel puţin 15 ani. Spre exemplu, în regiuni seismice nu se recomandă haldele construite pe versanţi (respectiv, parţial se face un dig de sprijin şi pe măsură ce creşte acumularea se fac noi diguri, amonte, şi aşa mai departe). Există norme reglementate prin lege care trebuie respectate cu strictete, întrucât în lume şi chiar în ţara noastră s-au înregistrat fenomene nedorite şi chiar catastrofe, cauzate de "ruperi" de halde. Oferim câteva exemple reprezentative a ceea ce înseamnă nerespectarea rigorii în alegerea amplasamentului, în construcţia haldelor şi în supravegherea permanentă a acestora:

- În dimineaţa de 21 octombrie 1966, amonte de satul Abferfan (în Tara Galilor), pe râul Taff a avut loc o alunecare de steril care a produs 144 victime, halda făcând parte dintr-un grup de halde din 1918. Condiţiile ei erau : material

grosier peste 0,1 mm şi chiar 0,8 mm depus destul de neuniform pe un substrat format din gresii nisipoase, puternic fisurate şi permebile, acoperite cu straturi de argilă glaciară, în alternanţă cu pietrişuri morenaice. Inclinarea şi succesiunea stratelor au favorizat acumularea apei subterane şi creşterea temporară a nivelului freatic, unde şi-au făcut apariţia izvoare. Declanşarea s-a produs după o perioadă relativ ploioasă, formându-se un torent cu viteza maximă de 37 km/h.

- Ruperea haldei de steril minier Buffalo Creek, a avut loc în februarie 1972 producând 125 victime şi aproape 4000 familii au rămas fără locuinţă. Trei halde construite în 1947, 1960 şi 1967 erau dispuse în cascadă pe Buffalo Creek; fisurile longitudinale în baraj şi deficienţele de exploatare (deversare în partea opusă a barajului) au făcut ca materialele fine să se decanteze şi să colmateze drumurile. O ploaie a ridicat cu 1 - 2 m nivelul apei în haldă, depăşind cota digurilor. Torenţii, purtând 481.000 m^3 deşeuri lichide au acoperit valea pe circa 15 m înălţime. Intre altele, comisia de expertiză a accidentului a menţionat şi lipsa unor studii de teren privind amplasamentul.

- în România, cel mai grav accident s-a produs la unul din iazurile de decantare de la exploatarea minieră Certej în noaptea de 30- 31 octombrie 1971. În dimineaţa zilei de 31 octombrie 1971, în jurul orei 4, iazul s-a prăbuşit peste localitatea Certej, provocând moartea a 99 oameni şi un mare număr de accidentaţi (nedeclaraţi), precum şi mari pagube materiale (Duma, 1998). Noroiul scurs din zona iazului s-a propagat peste arealul locuit, acoperind un mare număr de case şi o însemnată suprafaţă agricolă. Cauza catastrofei a fost supraîncărcarea iazului cu steril.

Concluziile, după asemenea catastrofe conduc spre necesitatea unor studii riguroase ce se elaborează înainte de proiectare, volumul şi extinderea acestora stabilindu-se pentru fiecare caz. Studiile vor cuprinde obligatoriu:

- evaluarea regională a amplasamentului din punct de vedere geologic şi geomorfologic, cu detalieria zonelor de prăbuşire (foste exploatări miniere), cariere abandonate, zone erodabile sau instabile prin crearea unei acumulări de apă, spălarea unor săruri, modificarea structurii geologice sau ratei unor procese geomorfologice, a unei zone apropiate, prin depozitarea deşeurilor respective; seismicitatea amplasamentului. După cum se observă sunt multe elemente de cercetare care vin în sarcina geomorfologului;

- Evaluări de detaliu a terenurilor de fundaţie, aproape toate aspectele ce decurg din aceasta revin ca sarcină de cercetare geotehnicianului. Lor li se adaugă, evident, studii amănunţite de hidrogeologie şi ale constructorilor materialelor cu care urmează să fie construită halda.

10.2. Evaluarea condiţiilor morfologice şi morfodinamice de amplasament a haldelor şi a altor forme de acumulare

Haldele de steril reprezintă categoria de reliefuri antropice care au rezultat, mai mult sau mai puţin, în urma unor activităţi economice. Constituindu-se ca o rezultantă a unor astfel de activităţi, haldele sunt proiectate şi supravegheate de

către ingineri.

Desigur, geomorfologia aplicată cu privire la haldele de steril nu îşi propune preluarea unor sarcini inginereşti legate de proiectarea şi amenajarea de halde. Totuşi, o serie de aspecte cu implicaţii în privinţa comportării în timp a haldelor, îndeosebi cele legate de ruperea şi cedarea lor, stabilitatea taluzurilor (alunecări, creep, tasări şi sufoziuni), eroziunea în suprafaţă şi liniară, procese de deflaţie ş.a., constituie aspecte pe care le poate urmări geomorfologul. Toate acestea se justifică, dată fiind poziţia şi amplasarea în spaţiu a celor mai multe halde de steril. Haldele situate pe versanţii unor văi constituie un permanent risc la rupere şi alunecări, îndeosebi, la cutremure şi chiar datorită vibraţiilor determinate împuşcărilor în galerii. Apoi, pe taluzurile mai înclinate ale unora dintre halde se instalează procese de eroziune care devin o permanentă sursă de material aluvionar pentru râurile din apropierea lor. În timp se ajunge la o supraîncărcare cu aluviuni a albiilor, fapt ce favorizează inundarea mai frecventă a luncilor acestor râuri. Totodată, procesele de deflaţie conduc la antrenarea unor cantităţi mari de praf, ceea ce determină intensificarea poluării aerului din zonele limitrofe. În situaţia în care haldele sunt rezultate din şlamurile de flotaţii ale unor uzine de preparare a minereurilor neferoase, situaţia poate fi extrem de periculoasă.

Cu privire la alegerea morfologiei şi dinamica haldelor se spune pe drept că preocuparea pentru alegerea formelor haldelor vine din vremuri preistorice, iar piramidele din Egipt, America şi Orientul Îndepărtat sunt cele mai spectaculoase exemple. Criteriul general este asigurarea în orice moment a condiţiei de echilibru între unghiul de frecare internă şi unghiul de taluz, raportat evident la multe alte elemente coroborate în relaţia lor cu condiţiile de amplasament. In general, se construiesc halde în una din următoarele 6 categorii (Haigh, 2006):

- sub formă de con;
- sub formă de conuri multiple înşirate;
- creastă con (asemenea conurilor aluviale);
- movile suprapuse din ce în ce mai mici;
- multiple conuri - creste;
- creastă joasă tip ecartament de traversă.

Referitor la dinamica haldelor, multe aspecte depind de natura morfoclimatică în care se construieşte halda. Spre exemplu, în Extremul Orient al Kamceatkăi, în Scandinavia, în nordul Canadei ş.a. atenţia va fi acordată rolului îngheţ - dezgheţului; în regiunea noastră morfogenetică, asupra rolului apei. Dacă haldele sunt bine proiectate şi construite în acord cu proiectul, procesele se menţin în limite rezonabile pentru a nu pune în pericol stabilitatea generală a haldei.

Probelemele cele mai frecvente în ce priveşte stabilitatea haldelor sunt legate de următoarele procese : sufoziunea, eroziunea şi ruperea hidrodinamică, aceasta din urmă fiind şi cea mai periculoasă.

- *sufoziunea* este procesul prin care apele de infiltraţie pun în mişcare particule fine, fără a antrena scheletul, şi este condiţionată de granulometria

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAŞI - LIBRARY

materialelor din haldă (când sunt predominant argiloase, se compactează), de mărimea şi direcţia gradientului hidraulic. Se disting solifuziuni interioare (în masivul de pământ); sufoziuni exterioare (la ieşirea apei printr-un masiv de pământ); sufoziuni de contact (la contactul dintre două masive de pământ când granulele de nisip mai fin pătrund în spaţiile din masivul mai grosier);

- *eroziunea* , în cazul haldelor, este de două tipuri: *interioară* (în interiorul unor volume de pământ, de tip *piping* sau *tunelare* – fig.10.6) şi *exterioară* (ogaşe şi ravene). Eroziunea interioară se datorează curenţilor de infiltraţie şi antrenează toate particulele de nisip prin porii (spaţiile) materialului mai grosier; sau antrenează pe căi preferenţiale materialul şi atunci devin foarte periculoase. Eroziunea exterioară, se manifestă în morfologie sub forma ogaşelor şi chiar ravene, care conduc prin evoluţie la surpare şi aluvieri. Fenomenul acesta de eroziune exterioară este denumit, în cazul de faţă, de către specialiştii în geotehnică, *afuiere* (splălare). Cartografierea riguroasă (prin fotogrametrie periodică) poate oferi informaţii de mare utilitate pentru supravegherea haldelor;

- *ruperea hidrodinamică* este în fapt cedarea, ruperea stratelor argilo-prăfoase de la suprafaţa terenului şi expulzarea restului materialului în afara haldei;

- *deflaţia* este acţiunea de spulberare a particulelor fine din componenţa haldelor fără nici un fel de protecţie din partea vegetaţiei. Şi cum vegetaţia nu se instalează foarte curând pe suprafaţa haldelor, acţiunea vântului este una foarte agresivă, cu efecte directe asupra poluării atmosferei.

10.2.1. Tipologia haldelor

Abordarea aspectelor geomorfologice în legătură cu haldele presupune o cunoaştere a tipologiei haldelor, bazată pe materialele publicate în acest domeniu.

Funcţie de proveniența materialelor ce intră în componenţa haldelor, acestea pot fi clasificate astfel :

-halde rezultate din industria materialelor de construcţie;

-halde şi iazuri de decantare rezultate din industria extractivă minieră şi de prelucrare a minereurilor;

-halde rezultate din industria metalurgică ;

-halde rezultate din industria energetică ;

-halde rezultate din industria chimică;

-halde rezultate din reziduurile menajere şi orăşeneşti.

Din punct de vedere geomorfologic o importanţă deosebită o prezintă şi locul de amplasare a haldelor, deoarece, de cele mai multe ori, amplasamentul poate influenţa comportarea lor. După poziţia amplasamentului pe care îl au, haldele pot fi categorisite astfel :

-halde amplasate pe terenuri accidentate (versanţi) ;

-halde amplasate în râpi şi vâlcele ;

-halde amplasate pe terenuri neaccidentate (lunci şi terase ale unor râuri) ;

-halde amplasate în gropile rezultate din extracţia unor roci (cariere,

excavaţii miniere).

Dintre toate tipurile de halde, primele două categorii din ambele grupe de clasificări au cea mai mare pondere; se întâlnesc cel mai frecvent în areale montane şi deluroase, acolo unde se găsesc aproape toate exploatările miniere şi cele de materiale de construcţii. Prin amploarea, dar şi tipul de deşeuri ce intră în alcătuirea lor, ele prezintă riscurile cele mai mari, din punct de vedere geomorfologic (ruperi, alunecări, eroziuni). De aceea se impune a fi cunoscut şi tipul deşeurilor din aceste categorii de halde. Funcţie de provenineţa deşeurilor rezultate, haldele pot fi tipizate astfel :

-halde rezultate din deşeuri provenite din descoperte ;

-halde rezultate din deşeuri subterane ;

-halde rezultate din deşeurile (şlamurile) de la procesul de prelucrare a minereurilor.

Haldele rezultate din descoperte sunt întâlnite cel mai frecvent în zonele miniere de exploatare a cărbunilor şi a unor minereuri, acolo unde se practică exploatarea la zi (în carieră). Deşeurile ce intră în componenţa haldelor au rezultat prin îndepărtarea cu mijloace mecanice a stratelor de roci ce au acoperit zăcământul exploatabil. De aceea, descopertele conduc la mişcări mari de materiale cu toate implicaţiile tehnico-economice şi sociale care rezultă (Janeta Pietraru, 1984).

În ţara noastră zonele cele mai cunoscute cu halde rezultate din descoperte sunt cele de exploatare a lignitului din Oltenia cu bazinele Rovinari şi Motru. Aici stratele de cărbuni, fiind situate la adâncimi mici, se preferă exploatarea la zi, în cariere. În urma procesului de descopertă rezultă cantităţi mari de steril, raportul util/steril este de 1/8 (fig. 10.4). În aceeaşi categorie se pot încadra şi haldele din zonele de exploatare a unor minereuri cuprifere şi nemetalifere care nu se pot exploata decât în carieră. Exemplificăm în acest sens exploatarea Roşia Poieni din Munţii Apuseni şi exploatarea sulfului din Munţii Călimani. Chiar dacă aceasta din urmă nu mai este activă, din procesul de descopertă au rezultat cantităţi enorme de steril ce au dat naştere unor halde imense.

Haldele rezultate din excavaţiile subterane. Sunt destul de frecvent întâlnite în zonele de exploatări miniere, atât cele de cărbuni, cât şi cele ale unor minereuri. Dimensiunile lor sunt mai reduse comparativ cu cele rezultate din descoperte, dar pun aceleaşi probleme de depozitare şi stabilitate ca şi cele provenite din descoperte.

Halde rezultate din deşeurile provenite din procesul de prelucrare (preparare) a minereurilor. Obţinerea metalului din minereu comportă un proces de măcinare şi flotaţie în urma căruia pot rezulta cantităţi mari de steril. Un procent mare de deşeuri rezultă din minereurile neferoase. De aceea, haldele cele mai importante se întâlnesc în areale în care sunt amplasate uzinele. După unele date, cantităţi mari de deşeuri rezultate sunt determinate de faptul că proporţia material util/material neutil în cazul metalurgiei neferoaselor este de ordinul a 90% şi atinge 99,5% la metale nobile (Janeta Pietraru, 1984).

BCU CLUJ-NAPOCA BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Haldele rezultate din deşeurile provenite de la carierele de exploatare a unor materiale de construcţie sunt asemănătoare haldelor provenite din descopertele miniere. Se întâlnesc mai frecvent în arealul montan, acolo unde se exploatează cele mai multe tipuri de roci utile (calcare, marne, travertinuri, dolomite, granite, bazalte, gresii etc) şi areale deluroase unde sunt amplasate unele cariere de exploatare a argilelor şi nisipurilor.

10.2.2.Supravegherea comportării haldelor şi a iazurilor de decantare

Supravegherea comportării haldelor de steril poate fi făcută deopotrivă, de ingineri, dar şi de geomorfologi. Supravegherea se face atât în timpul perioadei de stocare a sterilului, cât şi după încetarea activităţii acesteia, când activitatea minieră încetează. Scopul este de a constata comportarea haldei şi de a se putea preveni eventualele avarii care pot să apară. Aceasta deoarece haldele reprezintă forme de relief cu un grad mare de periculozitate pentru zona în care se află.

Supravegherea se face vizual prin : observarea directă a eventualelor aspecte anormale care ar putea să apară ; deformaţii în corpul şi pe taluzul haldei ; crăpături în barajul sau digurile laterale ; fenomenele de sufoziune şi tasări ; eroziune liniară (rigole, ogaşe) ş.a. Totodată se pot efectua şi măsurători, folosindu-se aparatura adecvată. Se vor efectua măsurători cu privire la : determinarea deformaţiilor verticale şi orizontale, în acest sens instalându-se o reţea de borne şi reperi care vor indica deplasările orizontale şi pe verticală a materialelor ; umiditatea şi densitatea materialelor din halde ; măsurarea controlului deversărilor apelor, dar şi a debitelor infiltrate ; instalarea procesului de ravenare şi efectele sale privind transportul de materiale de pe taluzuri, determinându-se densitatea de fragmentare dată de către organismele torenţiale, dar şi volumul materialului îndepărtat ; în domeniul deflaţiei prin folosirea deflometrelor se pot determina ratele eroziunii eoliene.

O contribuţie însemnată în sistematizarea cunoaşterii comportării haldelor şi a iazurilor de decantare a sterilului de la exploatările miniere din Munţii Apuseni şi Poiana Ruscă a adus-o Duma (1998), după care am realizat o sinteză în tabelul 10.1. Din analiza acestui tabel se desprind o serie de observaţii generale, şi anume:

-suprafaţa ocupată de haldele şi iazurile de decantare în zona Apusenilor sudici este de aproximativ 560 ha, iar în cea a Munţilor Poiana Ruscăi ajunge să ocupe 170 ha.

-sistemul de halde de la Roşia Poieni are cele mai mari dimensiuni, înălţimi de 100 –150 m, panta taluzurilor de 40 – 45 grade şi înglobează volume de 40 - 50 milioane m^3 de steril;

-procesele geomorfologice cu cea mai mare incidenţă în zona haldelor de steril sunt eroziunile în suprafaţă şi liniare, sufoziuni şi tasări, deflaţia;

-ca fenomene indirecte datorate prezenţei haldelor, dar cu mare periculozitate în ce priveşte mediul ambiant şi chiar viaţa locuitorilor sunt poluarea cu cianuri, metale grele, alte reziduuri;

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

-în categoria fenomenelor indirecte ale prezenței exploatărilor miniere sunt deformările terenurilor învecinate, apariția de crăpături, subsidențe și microseisme create de exploziile de dinamitare. Toate acestea crează un risc crescut pentru localitățile învecinate exploatărilor miniere.

Tabel 10.1. Date caracteristice cu privire la haldele de steril rezultate de la exploatările miniere și carierele existente în Apusenii sudici și Munții Poiana Ruscăi (prelucrare după Duma, 1998).

Exploatări miniere și cariere	Nr. halde steril și iazuri decantare	Denumirea haldei și iazului de decantare	Suprafața ocupată (ha)	Procese geomorfologice induse de halde
APUSENII SUDICI				
ROȘIA POIENI	3 Hs	Valea Cuibarului	64 (145)	Procese de eroziune cu ogașe și ravene
		Geamăna	18 (67)	Procese de eroziune cu ogașe și ravene
		Obârșia Muntari	27 (46)	Stabilitate redusă + procese de eroziune și ravenație
	3 Id	Iaz flotație Valea Ștefancei I	26	Înmlăștiniri + alunecări de teren, proces de deflație
		Iaz Valea Ștefancei II		Proces de deflație
		Valea Șesei	68 (97)	Proces de deflație
ROȘIA MONTANĂ	16 Hs din care 2 active	Valea Verde	5	Grad de stabilitate redus. Eroziune foarte accentuată în arealele limitrofe determ. Poluare cu Pb și Zn
		Hop	3,8	
	2 Id	Iazuri Valea Sălișței	Total 35,92 24,92	Proces de eroziune pe taluz cu instalarea ravenației. Poluare metale grele
	5 Hs		3,6	Stabilitate redusă
BAIA DE ARIEȘ	4 Id	Valea Sartășului Valea Arieșului Valea Cuții Valea Brăzești	4,5 (18) 2,8 (consum) 3,1 13,8	În anii 1972, 1978 s-au produs poluări în doză de șoc cu deversări de ape cu un pH 1,5 și încărcături de ioni metalici Stabilizare și acoperit cu vegetație spontană
ZLATNA	7 Hs		Total 7,18	
	3 Id	Iaz 1, r. Ampoi	8,0	
		Iaz 2, V. Mică	9,7	
		Iaz 3, Valea Sfârci-Bacu	10,0	
E. M. CARIERA V. MORII	23 Hs	23 halde active V. Blajului	Total 33,43	Probleme stabilitate
			13,2	
		Dealul Fetii	8,8	Destabilizarea versantului a determinat alunec., surp.,eroziune areolară + liniară
		Gurabarza	4,85	
	1 Hs	Valea Cireașa	11,08	Stabilitate precară alunecări, surpări, eroziune areolară și liniară

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY
B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI

	2 Id	Iazul Rovina Iazul Ribiţa-Curteni	33,0 43,0	Fen. înmlăştinire + deflaţie . Amplasarea carierei în malul r. Crişul Alb determină pătrunderea unor cantităţi mari de mat. Rezultate în urma procesului de eroziune
	12 Hs		41,51	Stabilitate redusă. În zona limitrofă carierei au fost activate alunecări + surpări determinate de seismele provocate de dinamitare. Pe latura nordică halda s-a surpat pe o înălţime de 50 m. Valul alunecat a barat parţial p. Handal şi a format un mic lac
	3 Id	Iazul vechi (versant stâng p. Certeji)		Aici s-a produs cel mai grav accident din România. În noaptea 30-31 oct. 1971, în jurul orei 4^{20} Iazul s-a prăbuşit peste localitatea Certej şi a provocat 99 morţi, un mare nr. de accidentaţi (nedeclaraţi) şi mari pagube materiale. Propagarea scurgerii noroiului peste zona locuită a determinat demolarea unui mare nr. de case. Noroiul s-a scurs pe Valea Certejului până la r. Mureş, acoperind şi degradând mari suprafeţe de terenuri agricole. Cauza catastrofei: supraîncărcarea Iazului cu steril.
		Iazul Valea Mireşului	11,3	Este în conservare, mat. Nu este fixat
		Iazul Valea Mealului	12,5 (21,4)	Există riscul de a se produce ogaşe pe taluz. Cedarea taluzului ar distruge o bună parte din localitatea Certej şi ar degrada terenurile agricole din lunca pârâului. În perioada ploioasă, surplusul de ape determină formarea unui lac ce depăşeşte cota superioară a coronamentului. Scurgerea lor pe taluz le transformă în scurgeri noroioase care ajung în râul Certej care devine un adevărat torent de noroi. În vara anului 1997, o suprafaţă de 50 ha a fost acoperită cu un strat de noroi în grosime de 15 cm.
MINTIA - VEŢEL	1 Hs	Halda Troiţa Mal stâng p. Bolcana	3,6	Albia râului ajunge în baza versantului pe care este amplasată halda şi preia parte din sterilul acestuia, ceea ce duce la blocarea scurgerii
VORŢA	2 Hs	Pârâu Băii Valea Heiuşului	0,78 0,75	La ambele halde se produc procese gravitaţionale (surpări + alunecări)
Uzina preparare MINTIA	Id			Apele rezultate sunt refulate odată cu apele Termocentralei Mintia şi ajung în r. Mureş contribuind la impurificare.
CARIERE ROCI UTILE IN APUSENII SUDICI				
Cariera Calcar SĂNDULEŞTI	Hs	Halda Săndulești	0,3	Încărcarea apelor cu suspensii ce se scurg pe taluz şi ajung în r. Mureş
Cariera calcar POIANA AIUDULUI	Hs			Baza versantului pe care se află amplasată cariera este acoperită cu depozite a căror grosime ajunge la 40 m, există riscul producerii de surpări peste domul subteran Aiud-Buru şi albia r. Aiudel. Partea superioară a cornişei este deformată de o mare surpare. Apele pluviale spală fracţiunea fină pe care o transportă în albia

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

				râului Aiudel
Cariera Calcare CRĂ IUNEŞTI	1 Hs	Halda Crăciuneşti	0,2	Efectul seismic produs de detonări a determinat alunecări de teren, crăpături şi fisuri la construcţiile din zonă.
Cariera travertin Cărpiniş-Banpotoc	1 Hs			Prezintă dimensiuni modeste şi nu pune probleme geomorfologice
Cariera calcită Vaţa	1 Hs	H. steril		Apariţia carierei a dezechilibrat versantul pe care s-au instalat procese gravitaţionale (alunecări, surpări) şi procese de eroziune în suprafaţă şi torenţiale
Cariera bentomită Gurasada	1 Hs	H. steril		Amplasarea haldei pe malul Mureşului determină devierea apelor râului la viituri şi favorizează inundarea terenurilor de pe stânga luncii. Din carieră se scurg torenţi de noroi ce pătrund în albia r. Mureş. Pe taluzuri se produc şi alunecări.
Cariera ZAM	1 Hs	H. steril		Cariera apare „ca o rană" într-un spaţiu bine conservat. Pe taluzuri se produc procese de eroziune şi gravitaţionale.
Cariera bazalt MĂGURI-SÎRBI	1 Hs	H. steril dimensiuni reduse		Amplasarea haldei pe un versant cu pantă mare creează probleme de stabilitate.

MUNŢII POIANA RUSCĂ

Exploatări miniere şi cariere	Halde de steril	Denumirea haldei şi a iazului de decantare	Suprafaţa ocupată (ha)	Procese geomorfologice induse de halde
E.M. DEVA	3 halde	Decebal Flotaţie 7 Noiembrie	St = 5,88	Exploatarea zăcământului din subteran a modificat relieful dându-i o formă negat. Pe o suprafaţă de peste 5 ha şi o adâncime de peste 195 m (fig...). Pe taluzurile cornului s-au instalat procese de eroziune şi gravitaţionale.
Muncelu Mic	12 halde		St = 4,66	
Uzina preparare DEVA	4 iazuri	Lunca Mureşului Herepia Valea Devei Iazul de avarii Valea Devei	29,8 6,7 21,8 5,0	Stabilitate bună, în schimb taluzurile puternic afectate de eroziunea în suprafaţa liniară şi deflaţie puternică Iaz de vale Cel mai înalt iaz de decantare din ţară. Digul „de amorsare a suferit deplasări importante
E.M. POIANA RUSCĂ – TELIUC Zăc. Ghelari		Zona I Zona II-a		Relieful situat deasupra zăc. Ghelari a fost deformat de surpări determinate de golurile din subteran. Ulterior s-a produs surparea care s-a manifestat în relief prin 4 deformări cu aspect de albie ce ocupă o suprafaţă de 31,6 ha. Există patru zone. Rezultat în perimetrul central în anii 1958-1959. Deformările produse aveau denivelări de ordinul a 2-3 m. Deformările s-au produs în perimetrul central şi vestic, înainte de 1970. În prezent zona prezintă stabilitate relativă. Deformări provocate în sectorul estic. Zona este activă din 1978 şi se află sub observaţie. Suprafaţa deformată are o formă eliptică cu orientarea E-V pe o lungime de 1363 m şi axa mică N-S cu lungime de 994 m. Tasarea .... Max. 2,70 m

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	6 Hs	Zona III-a Zona IV-a	22,54	Obiective afectate: Complexul religios, muzeul bisericesc, 60 locuințe, drumul județean Hunedoara-Ghelari, conducta de alimentare cu apă potabilă. Se situează în NV-ul localității. Nu a determinat deformări sesizabile. Haldele sunt amplasate la gurile galeriilor de coastă.
TELIUC		Dealu Mare		Pune probleme deosebite fiind afectată de fenomene gravitaționale (alunecări) și procese de eroziune liniară (ogașe, curgeri de noroi). Există riscul prăbușirii peste DJ Hunedoara -Teliuc și în albia r. Cerna, ceea ce ar reprezenta o catastrofă.
TELIUC	2 Id	Iazul 2	13,6	Amplasat pe malul drept al r. Cerna Situat pe partea superioară a Văii Podului. Din anul 1988 s-a conturat o suprafață de alunecarein versantul stâng. Procesul a continuat în 1989 și 1990 ajungând la coronament. Alunecarea a afectat iazul pe toată grosimea pătrunzând și în patul marnos din subasment. În anul 1990 s-a format o nouă suprafață de rupere a taluzului principal. Inițierea a început în partea dinspre versantul stâng propagându-se spre cosonament și apoi s-a continuat pe plajă. Lungimea totală a liniei de rupere (este de 450 m) a provocat o denivelare de 20 cm cu deschiderea crăpăturii de 10 cm. Formarea acestei noi suprafețe de alunecare la care se adaugă unele deformații produse în fața digului de amorsare, sub formă de brazde, au determinat scoaterea din funcțiune a iazului, dar nu exclude surparea sa.
		Iazul 1		Situat în aval de iazul 2, nu pune probleme de stabilitate, dar în cazul prăbușirii iazului din amonte (2) există riscul ca digul acestuia să fie rupt.
E.M. BOIȚA – HAȚEG	Hs	Hs Părani	3,6	Relieful a fost modificat prin haldele de steril iazul de decantare, drumurile de acces la galeriile de coastă. Pe halde și pe drumuri s-au instalat procese de eroziune în adâncime.
				Este parțial alunecată. Valul de alunecare obturează cursul p. Părani.
	Id	Id Valea Luponii	2,3	În zonele limitrofe de pe versant s-au produs alunecări, iar pe dig s-a instalat eroziunea în adâncime. Procese de deflație cu antrenarea de pulberi sulfuri polimetalice.
E.M. RUȘCHIȚA	9 Hs 2 Id	Valea Porcului Ciotorogu	Total 1,6 2,2 13	Pe dig s-au instalat procese de eroziune

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CARIERE EXPLOATARE ROCI UTILE – MUNȚII POIANA RUSCĂ				
Cariere de exploatare	Halde de steril	Denumirea haldei și a iazului de decantare	Suprafața ocupată (ha)	Procese geomorfologice induse în arealul de exploatare
Cariera dolomită Crăciuneasa	2 Hs			Ambele halde sunt afectate de procesele de eroziune de pe taluz. Din instalația de prelucrare Crăciuneasa sterilul este transportat în halda Valea Nădrabului. Această haldă este unul dintre cele mai mari depozite de steril rezultate din prelucrarea rocilor utile. Supusă unor intense procese de eroziune în suprafață și adâncime. Din această cauză 1/3 din volum a fost transportat în p. Nădrob și în continuare în r. Cerna încărcând albia cu material.
Cariera dolomită Teliuc	1	Valea Podului		Procese de eroziune liniară
Cariera marmură Ruşchița	1	Hs		Stocarea sterilului conduce la obturarea pârâului cu roci. Praful de marmură rezultat prin tăierea stratelor este spălat și deversat în p. Padeș.
Cariera marmură Alun	1			Ocupă areale reduse și nu pune probleme geomorfologice deosebite.

Notă:Hs – haldă; Id – iaz de decantare

În următoarea secțiune vom prezenta distinct tipurile de riscuri datorate comportării haldelor și iazurilor de steril, cu prezentarea unor exemple reprezentative.

10.2.3. Riscuri datorate comportării haldelor și a iazurilor de decantare

Am arătat încă de la început că haldele și iazurile de decantare a șlamurilor provenite de la uzinele de preparare a minereurilor și cenușei de la termocentralele cu cărbuni, cele din deșeurile de la prepararea cărbunilor reprezintă reliefuri antropice pun o serie de probleme. Acestea pot fi categorisite ca riscuri și de aceea trebuie tratate cu multă atenție, atât în perioada defășurării activităților miniere, cât și după încetarea lor.

Dintre riscurile create și consemnate de literatura de specialitate sunt de reținut: riscul de rupere și cedare a iazurilor/haldelor; eroziunile produse de ape pe suprafața taluzurilor; deflațiile; poluarea cu substanțe toxice și metale grele; dereglări induse în zonele limitrofe.

a) *Ruperea haldelor și a iazurilor de decantare.*

Cedarea haldelor este un fenomen întâlnit mai rar, în schimb cea legată de iazurile de decantare se produce frecvent, iar pagubele generate pot fi extrem de mari. Literatura de specialitate (Janeta Pietraru, 1982 ; Florea, 1979 ; 1980 ;

1996 ; Brewer et al., 2000, 2001 ; Driga et al., 2004) indică următoarele cauze :

-cedarea fundației ca urmare a supraîncărcării cu materiale datorită tasărilor inegale la nivelul fundației;

-activarea unor alunecări în stratele de bază pe care este amplasată halda, influențate de circulația defectoasă a apelor de infiltrație;

-depășirea capacității de evacuare a apelor din halde sau din iazuri și scurgerea lor peste coronament ;

-cedarea barajelor și digurilor de formare a haldelor ca efect al rezistenței insuficiente a structurii și a unor măsuri adecvate de consolidare prin folosirea drenajelor pentru preluarea unor eforturi în situații de excepție (cutremure, suprapresiuni etc).

Ruperile digurilor și apariția fenomenului de cedare a iazurilor este frecvent influențată de procesele sufozionare. Cu cât golurile sunt mai adânci, cu atât se reduce rezerva de stabilitate. Un gol sufozionar evoluat care pătrunde în corpul iazului, practic nu mai poate fi stăpânit deoarece el joacă roul unui tunel (Florea, 1979, 1980). Întrucât procesele sufozionare au o evoluție rapidă, iazurile necesită o asistență geomorfologică și geotehnică permanentă pe toată durata de exploatare. Ele vizează atât descoperirea sufoziunii, cât și aplicarea imediată a măsurilor de combatere.

În situația în care nu sunt luate măsuri, cedarea acumulării devine iminentă și se produce de obicei într-un interval de timp scurt. De aceea, pagubele pot fi foarte mari. În ultimii 30 de ani, la nivel global, s-au produs 35 accidente legate de ruperea brajelor iazurilor de decantare, însoțite de pierderea a peste 500 de vieți omenești și de poluarea gravă a râurilor. Numai în anul 2000 au fost înregistrate accidente în China, România, Suedia, S.U.A. (Brewer et al., 2001).

Alte exemple scot în evidență rolul cutremurelor în declanșarea unor fenomene catastrofale. Ruperea unei halde din Chile a fost determinată de un cutremur cu magnitudinea de 7 – 7 ½ Richter. Accidentul s-a produs datorită efectului de tixotropie – lichefiere a depunerilor din haldă.

O altă cauză ce conduce la destabilizarea haldelor este dată de *sufoziune* și *tasare*. Sufoziunea găsește condiții bune în iazurile de decantare a șlamurilor, influențând curgerea subterană. Printre iazurile de decantare care au fost afectate până în prezent de procese de sufoziune hidrodinamice în România, Florea (1979) citează pe cele de la Fundu Moldovei, Ostra-Tarnița, Bălan, Gura Barza, Teliuc, Deva. La toate acestea s-a intervenit prompt, altfel, pierderea stabilității lor ar fi fost inevitabilă. Dintre cele semnalate se pare că cel mai afectat a fost iazul de pe Valea Devei (circa 90 m înălțime) și are o suprafață de 28,8 ha. În decembrie 1975 s-a format o pâlnie sufozională cu diametrul de 4 m și adâncime de 1 m, astfel că digul de amorsare a iazului a suferit deplasări (fig. 10.6). Măsurătorile pe reperi funcție de o cotă de referință au înregistrat deplasări de peste 10 cm în 5 ani de funcționare.

O situație mai deosebită s-a înregistrat la iazul de decantare nr. 2 de pe valea Podului (Teliuc, Hunedoara). Începând din 1988 pe suprafața lui s-a conturat o cornișă de alunecare în versantul stâng. Alunecarea a continuat și în

perioada 1989 – 1990, rezultând pe taluz o suprafață de rupere cu aspect curbat (fig. 10.5). Aceasta a avansat până în zona coronamentului. Alunecarea a afectat iazul pe toată grosimea acumulată, pătrunzând și în patul marnos al acestuia. În anul 1990 a apărut o nouă suprafață de rupere a taluzului în partea dinspre versantul stâng, de unde a urcat spre coronament. Lungimea totală a liniei de rupere a fost de 450 m, iar denivelarea pe această linie a fost de 20 cm, deschizătura liniei de rupere fiind de 10 cm (fig. 10.7).

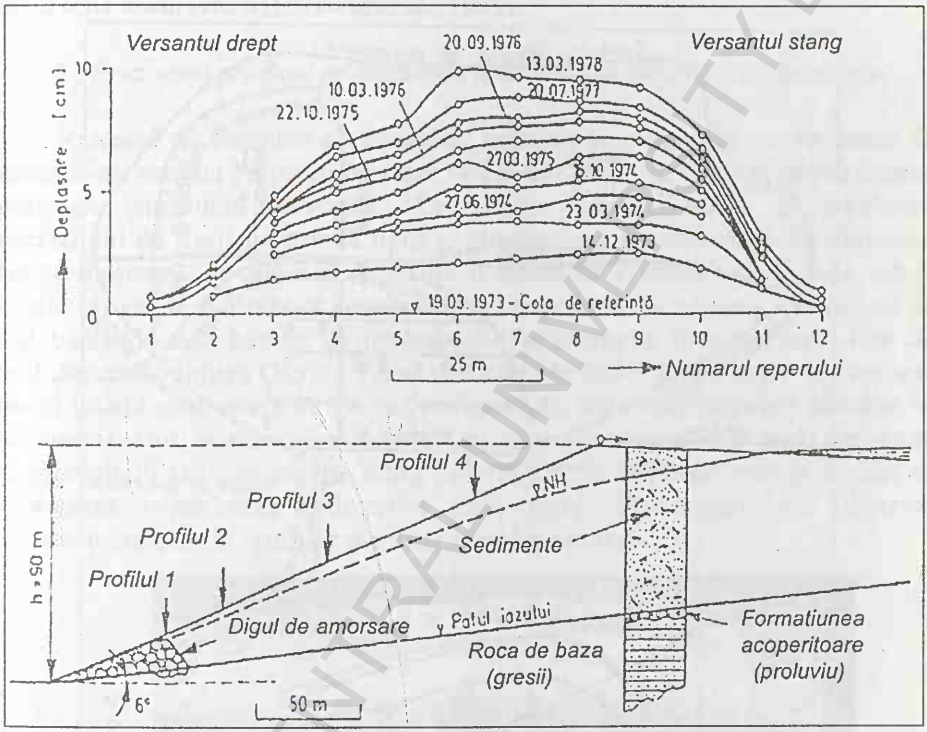


Fig. 10.6. Exploatarea minieră Deva – Mina Deva. Iazul de decantare Valea Devei. Evoluția deplasării digului de amorsare (sus). Secțiune prin iazul de decantare (jos) (Florea, 1996).

Au existat și situații când fenomenul de cedare a iazurilor s-a produs extrem de rapid și catastrofele nu au mai putut fi evitate. Un astfel de eveniment a avut loc la unul din iazurile de decantare de la Certej în noaptea de 30- 31 octombrie 1971, exemplu discutat mai sus. Cauza catastrofei a fost supraîncărcarea iazului cu steril.

Alte exemple provin de la exploatările miniere din Maramureș. Gravitatea accidentelor produse la iazurile de decantare de aici rezidă în faptul că sterilul conține cianuri și metale grele, poluanți extrem de periculoși. Primul accident s-a produs la iazul Colbu 2 din bazinul râului Tâșla. Capacitatea de depozitare a iazului era de 1,4 milioane tone, înălțimea maximă 36 m și o suprafață de 6,6 ha.

La data de 6 mai 1997 debitele deosebit de mari ale râului determinate de precipitații și topirea zăpezii au condus la creșterea fluidității depozitelor de steril care la rându-i a determinat surparea digului și a antrenat un volum de circa 52 000 m^3 material în iazul Colbu 1, situat în avale (Driga et al., 2004). Din fericire, iazul Colbu 1 a rezistat. Fenomenul s-a repetat în ianuarie și martie 2000 în bazinul superior al Tisei când ruperea digurilor iazurilor de decantare a însemnat pătrunderea rapidă în sistemul fluvial a unei mari cantități de apă contaminată cu noroi care apoi s-a redistribuit în albii.

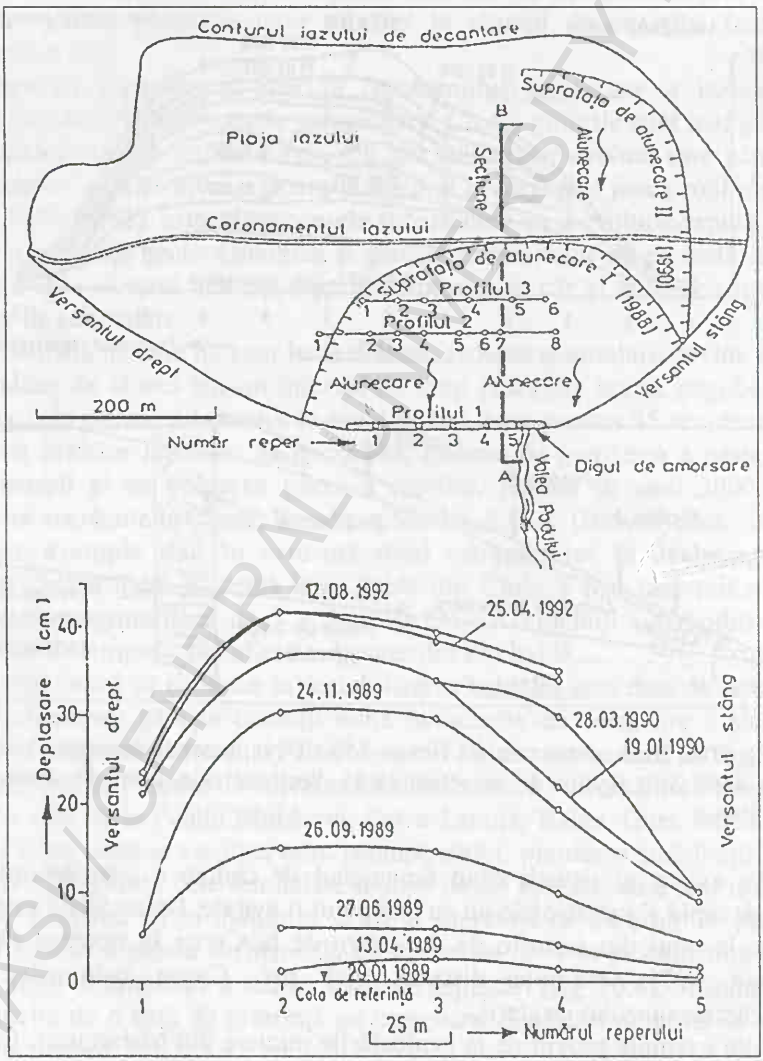


Fig.10.7. Iazul de decantare nr.2 Valea Podului Teliuc. Situația în plan a iazului de decantare și a alunecării (sus). Evoluția deplasării materialului prin alunecare (jos) (Florea, 1996).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Poluarea generată de cele două accidente s-a extins pe cursul Tisei şi apoi al Dunării de pe teritoriul Ungariei, Serbiei şi Bulgariei. Cele două accidente s-au datorat cedării barajelor datorită topirii bruşte a zăpezii şi a precipitaţiilor lichide în cantităţi mari; este vorba de iazurile de decantare de la Bozânta Mare (6 km vest de Baia Mare) şi a iazului de decantare Novăţ (la 10 km nord de Baia Borşa). La primul accident s-au revărsat în Lăpuş şi Someş circa 100 000 m^3 apă şi sediment cu o concentraţie mare de cianuri şi metale grele. La cel de al doilea accident s-au deversat în Vaser şi Vişeu circa 100 000 m^3 apă contaminată şi 40000 tone noroi (steril) (Brewer et al., 2001).

b) *Eroziunea produsă pe taluzurile haldelor şi a iazurilor de decantare*

Procesul de eroziune pe taluzurile haldelor şi a iazurilor cu formarea de badlands-uri este un fenomen cu mare răspândire încă din faza incipientă a unor asemenea construcţii antropice. Compoziţia granulometrică şi coeziunea materialului de steril determină tipul şi dimensiunea formaţiunilor de adâncime care se formează. Pe taluzurile iazurilor rezultate de la uzinele de flotaţie, cât şi pe cele provenite din cenuşa termocentralelor pe bază de cărbuni, formaţiuni de tipul badlands sunt extrem de numeroase. De exemplu, în materialele fine de steril din zona minieră Ostra – Tarniţa, Fundu Moldovei fenomenele de eroziune area şi liniară sunt cele mai frecvente (fig. 10.8), după care urmează deflaţia. În mod asemănător, în şlamurilor iazurilor cu granulaţie foarte fină, apele provenite din precipitaţii sau cele care se scurg peste diguri se infiltrează mai greu, fapt ce favorizează organizarea scurgerilor concentrate. Fenomenul este observat frecvent pe taluzurile iazurilor din toate centrele miniere.

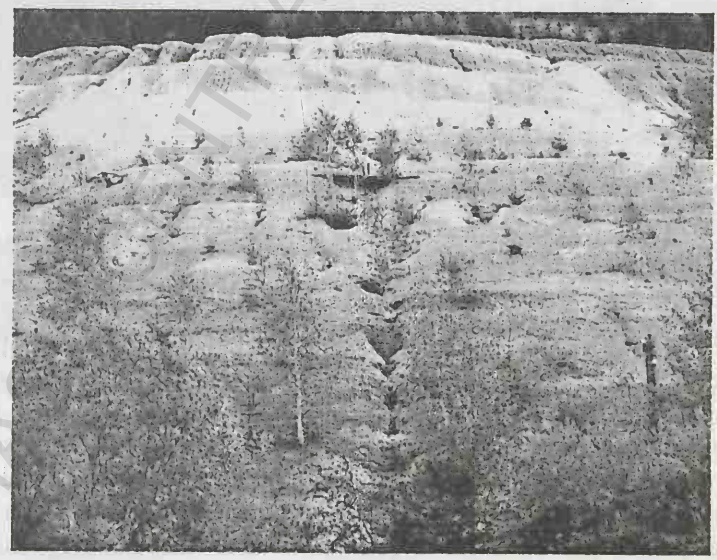


Fig. 10.8. Fenomenul de tunelare ce afectează stabilitatea haldei de la Fundu Moldovei, formată din şlamul uzinei de prepare (foto N. Rădoane).

La haldele cu granulație mai mare, eroziunea se instalează mai greu, dar în final, peisajul modelării liniare devine o prezență obișnuită. La centrele miniere din zonele montane situate la altitudini mai mari, la dezvoltarea formațiunilor de eroziune liniară participă și acțiunea gelivă. Imagini elocvente despre asemenea fenomene sunt redate în fig. 10.9 unde adâncimea șanțurilor ajunge la 1 – 2 m și lărgimi de 2 – 3 m. În Călimani, combinarea dintre procesele de eroziune și acțiunea gelivă a destructurat și materialele din terasele apărute prin exploatarea sulfului în carieră (fig. 10.9).

Cât privește problemele ce le provoacă, ele sunt multiple și se regăsesc în poluarea zonelor limitrofe, în degradarea continuă a taluzurilor, în creșterea încărcăturii solide a râurilor. Exemple sunt numeroase din Maramureș, Munții Apuseni, Poaian Ruscă, bazinele râurilor Jiu, Bistrița, Moldova ș.a. Aceste aspecte sunt în detaliu inventariate în tabelul 10.1.

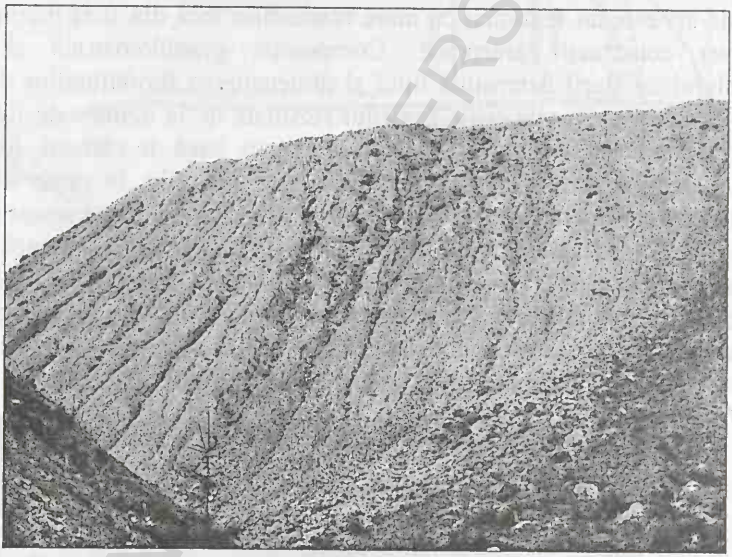


Fig. 10.9. Relief de badlands pe taluzul haldelor din Munții Călimani (foto N. Rădoane).

c) *Eroziunea eoliană* (deflația) *produsă pe halde și iazurile de decantare a sterilului*

Eroziunea eoliană face parte dintre procesele geomorfologice întâlnite îndeosebi pe iazurile de decantare de la uzinele de preparare și pe haldele rezultate din cenușa de la termocentrale. Procesul este prezent, mai mult sau mai puțin, pe toate iazurile unde materialul este uscat, spulberarea lui resimțându-se și la vânturi cu viteze mai reduse (fig. 10.10). În perioadele călduroase și secetoase, atât șlamurile, cât și cenușa reprezintă materiale susceptibile la acțiunea de deflație. Procesul poate fi extrem de intens în situația în care haldele sunt amplasate în regiuni afectate de vânturi puternice (zonele montane, văile unor râuri, câmpiile).

Există situații în care în numai câteva ore de pe halde sunt erodate și îndepărtate zeci și chiar sute de tone de cenușă și pulberi. Spre exemplu, în ziua de 27 mai 2006 de pe halda termocentralei din Arad s-au spulberat sute de tone de cenușă. Vântul puternic a încărcat atmosfera cu praf, încât vizibilitatea a scăzut la doar câteva zeci de metri, afectând circulația, sănătatea publică, aspectul general al municipiului Arad și împrejurimi. De asemenea, cenușa împrăștiată este periculoasă și pentru culturile agricole. La termocentralele care folosesc lignit, cenușa rezultată are un conținut ridicat de sulf care, odată împrăștiat pe sol, contribuie la acidifierea acestuia.

Și mai periculoase sunt pulberile provenite și împrăștiate de vânt de pe iazurile de decantare de la uzinele de preparare care folosesc cianuri. În această privință se remarcă cele două areale de exploatare și preparare a minereurilor neferoase : zona Maramureșului unde există 19 flotații și 215 iazuri de decantare (Brewer et al., 2001) ; Apusenii sudici cu peste 20 de iazuri de decantare, mai reduse ca număr, dar cu suprafețe și volume de materiale stocate foarte mari (tabel 10.1). În zona iazului Valea Devei s-au înregistrat conținuturi în pulberi de 4,23 mg/m^3, iar în perioadele de vânt puternic de pe iazul Lunca Mureșului au fost antrenate mari cantități de pulberi și nisip, inclusiv peste cartierul Viile Noi din municipiul Deva (Duma, 1998).

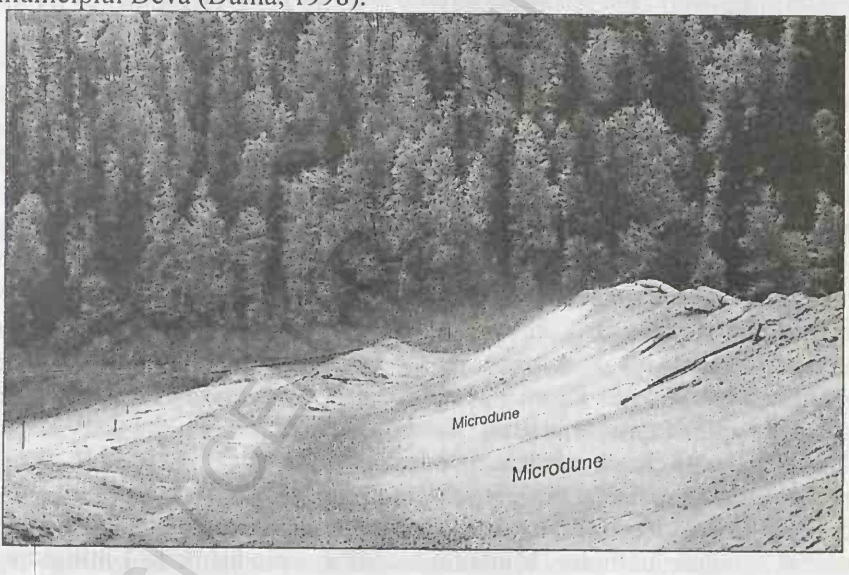


Fig. 10.10. Acțiunea deflației pe halda cu granulație fină de la Ostra-Tarnița. Pe pantele terasetelor s-au format microdune transversale (foto N. Rădoane).

10.3. Impactul mineritului în sistemul aluviunilor.

Unul dintre fenomenele cu cele mai ample răspunsuri ale componentelor sistemului fluvial este cel al intervenției mineritului. Am văzut cum prin această activitate se eliberează o mare cantitate de materiale terigene care de foarte multe

ori scapă de sub control (uneori chiar prin voința omului) și prin intermediul proceselor geomorfologice ajung în rețeaua hidrografică. Există numeroase exemple în literatura de specialitate care s-au ocupat de urmărirea maselor de materiale ajunse în rețeaua de drenaj. Din prezentarea lor vom înțelege și care sunt implicațiile geomorfologilor în cunoașterea și prevenirea fenomenului. Unul dintre cele mai bine documentate fenomene este următorul: *albiile de râu, odată perturbate, tind să „elimine" efectele perturbării până la atingerea condiției anterioare.*

Este binecunoscut specialiștilor în geomorfologia fluvială studiul lui Knighton (1999) asupra transportului de sedimente în bazinul Ringarooma River, Tasmania care, între 1875 și 1984 a fost alimentat cu peste 40 milioane m^3 de steril de mină. Zona minieră s-a extins pe o distanță de 70 km în lungul râului, minereul de cositor fiind exploatat din depozitele aluviale. Fiind folosită metoda hidraulică, în albia râului s-au descărcat mari cantități de sedimente care au perturbat transportul fluvial și morfologia fluvială. Albia naturală a râului era formată din pietrișuri, materiale grosiere cu diametre de 16 - 64 mm; prin intarea de material minier cu diametre mai mici de 5 mm, compoziția granulometrică a patului albiei s-a schimbat de la pitriș la nisip în timpul fazelor succesive de degradare – agradare. S-a dezvoltat astfel o zonă de tranziție pietriș – nisip foarte scurtă, de 500 m în care materialul de albie a diminuat brusc de la 30 mm la 3 mm în diametru. Albia minoră a suferit o agradare, după care, odată cu încetarea intrării de materiale de minerit, albia începe să se adâncească. Din 1984, albia râului prezintă o succesiune de zone, astfel: o albie cu pat de bolovăniș-pietriș neafectată de minerit (0 - 32 km); o albie re-expusă prin adâncire în ultimii 40 ani (32 – 53 km); o albie cu substrat nisipos peste care s-a format un pavaj de pietriș produs de transportul diferențiat în timpul adâncirii (53 – 75 km); o albie nisipoasă ce reflectă compoziția materialului de minerit (75 – 118 km). Întrucât degradarea continuă, tranziția pietriș – nisip va migra spre avale. Cu alte cuvinte, *albia râului își ajustează componentele granulometrice pentru a elimina perturbarea antropică majoră și a ajunge la caracteristicile anterioare intervenției.*

Sedimentarea prin mineritul hidraulic al aurului au dominat sistemele fluviale și au exacerbat hazardele inundațiilor și în valea Sacramento și în NV Sierrei Nevada (James, 1999). Avântul mineritului hidraulic al aurului în anii 1850 a fost urmat de o producție de aluviuni voluminoasă și rapidă și o foarte răspândită agradare a albiilor. Mineritul hidraulic a produs peste 1 miliard m^3 de sedimente între 1853 și 1884. Într-unul din bazinele miniere denudația a fost de ordinul a 23 cm, ceea ce înseamnă 1 cm/an pentru o suprafață mai mare de 1000 km^2. Denudația bazinelor învecinate a variat de la 2 la 21 cm pentru toată perioada de minerit a secolului al XIX-lea. Sedimentele fine au fost evacuate în delta Sacramento în Golful San Francisco, în spatele podului Golden Gate, determinând autoritățile să ia măsuri drastice pentru atenuarea evacuării de aluviuni în albiile principale. Și astăzi asemenea depozite de agradare pot fi identificate pe văi, având grosimi de peste 60 cm și până la 5 m, distingându-se

de celelalte sedimente prin litologia bogată în cuarț în ameste cu pietriș (fig. 10.11).

Fig. 10.11. Adâncirea unei albii cu 11 m la inundațiile din 1997 în depozitele de halde rezultate din mineritul hidraulic în zona văii Sacramento, SUA (James, 1999).

Monitorizarea depozitelor de steril prin ridicări topografice repetate au arătat că în prezent albiile se adâncesc într-un ritm accelerat, încât se formează terase bine individualizate. Textura sedimentelor de steril în depozitele de terasă este mult mai fină decât materialul actual de albie în punctul respectiv, ceea ce arată formarea pavajului în albia de râu, fenomen observat şi în cazul exemplului de mai sus.

În ciuda unei frecvenţe descrescute a transportului de sedimente, observaţiile de teren şi măsurătorile din 1997 au arătat că sedimentele istorice continuă să fie remobilizate nu numai din reţeaua de albii, ci şi prin eroziunea netă a malurilor şi teraselor. Prezentarea sub forma unui model schematizat de unde de transport acest mecanism poate fi descris astfel: răspunsul albiei la intrarea de sedimente a fost imediat sub forma unei unde de agradare, dar albia de râu este prima care tinde să revină la forma iniţială prin degradare; o altă undă de transport este dată rata transportului de aluviuni care continuă să fie mare chiar şi după stabilizarea albiei, aceasta din cauza remobilizării sedimentelor din maluri şi terase (fig. 10.12).

Un alt exemplu a fost produs prin cercetările proprii privind influenţa mineritului asupra tranzitului de aluviuni pe râul Jiu, amonte de Sadu (N. Rădoane et al., 1995) asupra căruia vom insista mai mult deoarece metodele de lucru şi rezultatele obţinute reprezintă un model de cercetare geomorfologică pentru situaţii similare. Concluzia principală ce o reţinem din acest studiu este următoarea: *presiunea antropică prin minerit exercită o alterare a legităţilor ce asigură transportul de apă şi sediment într-un sistem fluvial.*

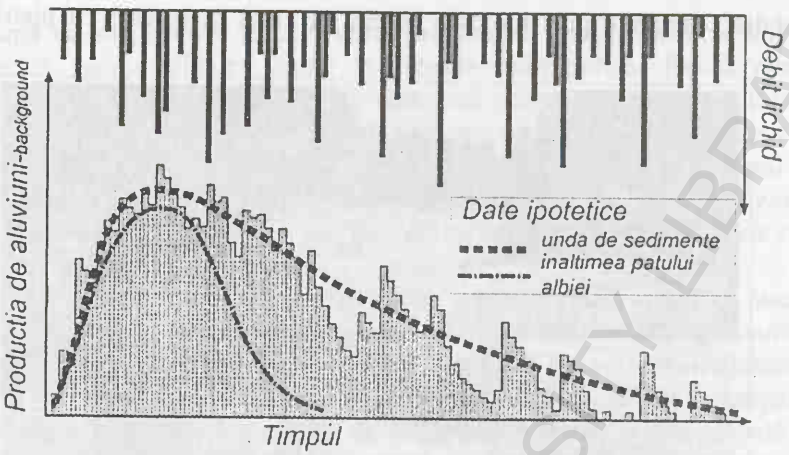


Fig. 10.12. Schiță ipotetică a undelor de transport al sedimentelor ce arată că producția de aluviuni a continuat să fie mare şi după ce albia a revenit la poziția inițială. Înălțimea patului albiei definește o serie de timp simetrică, iar unda de transport al sedimentelor din bazin este o serie de timp cu asimetrie puternică de dreapta (James, 1999).

Fără a neglija faptul că în Depresiunea Petroşanilor apele râurilor sunt supuse unei încărcări cu aluviuni chiar pe cale naturală, determinată de natura depozitelor specifice depresiunii (în general, roci sedimentare neogene) şi de gradul mare de fragmentare a reliefului, nu se justifică, totuşi, salturile bruşte în încărcarea râului cu aluviuni la ieşirea din depresiune. În anumite perioade, la debite lichide similare, încărcarea cu aluviuni la ieşirea din depresiune înregistra valori de 7 – 10 ori mai mari față de nivele normale. Influențele mineritului la creşterea producției de aluviuni sunt : directe, date de deversarea apelor folosite la spălările din uzinele de preparare şi sortarea cărbunelui ; indirecte, reprezentate prin aportul de materiale spălate de pe haldele de steril, de lucrările de decopertări şi de drumurile miniere, a căror densitatea este mare în arealele gurilor de mine.

Tabel 10.2. Posturile hidrometrice cu măsurători folosite în evaluarea influențelor mineritului (Rădoane et al., 1995).

Postul hidrometric	Localizare	Sb, km^2	Altitudinea postului H, m	Q medii anuale M^3/s	Qs medii anuale Kg/s
Câmpu lui Neag	Jiul de Vest, intrare în depresiune	159	814	3,61	0,240
Bărbăteni	Jiul de Veste, amonte de Lupeni	289	631	7,36	0,440
Iscroni	Jiul de Vest avale de uzina de preparare	502	551	11,3	11,4
Lonea	Jiul de Est la intrarea în depresiune	135	676	2,31	0,76
Sadu	Jiul la ieşierea din munte	1310	380	23,0	13,3

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

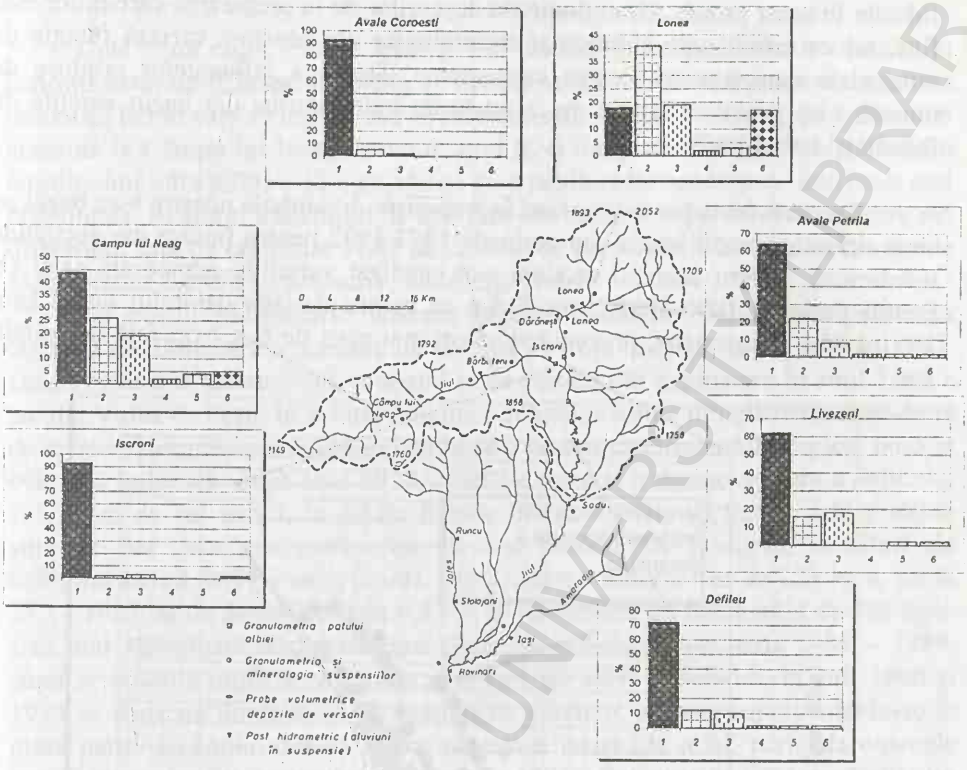


Fig.10.13. Bazinul hidrografic Jiu amonte de Sadu. Localizarea pruntelor de recoltare a probelor. Compoziţia granulometrică a aluviunilor în suspensie a râului Jiu (N. Rădoane et al., 1995).

Rezultatele cercetărilor s-au bazat pe : a)prelucrarea măsurătorilor de debite lichide şi solide în suspensie la posturile hidrometrice din bazinul Jiului ; b)recoltarea de probe de apă din amonte şi avale de staţiile de preparare a cărbunelui, dar şi în lungul râului pe circa 100 km până la lacul nepermanent Rovinari (fig. 10.13).

După filtrarea probelor s-au selectat filtrele cu încărcătură în suspensie mai mare de 5 g/litru, după care s-au separat fracţiuni de diferite diametre cu ajutorul fotocolorimetrului Dr. Lange, iar rezultatele au fost prezetate pe fişe granulometrice ; c) determinarea compoziţiei mineralogice a aluviunilor transportate în suspensie în lungul râului Jiu pe circa 100 km, a probelor recoltate din malul albiei minore a Jiului avale de defileu (Sadu), a probelor de sedimente recoltate din lacurile Vădeni şi Rovinari.

Datele tehnice existente în literatura de specialitate (Pietraru, 1982) cu privire la spălarea şi prepararea cărbunilor relevă că în procesul tehnologic rezultă o cantitate importantă de deşeuri (steril de cărbune). La prelucrare se consumă 0,4 – 0,6 m^3 apă/tonă cărbune, apă care este impurificată cu suspensii şi alte substanţe

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

folosite în acest proces. Granulometria deşeurilor de la prepararea cărbunilor este fină, iar caracteristicile chimice şi mineralogice ale acestora variază funcţie de mineralele componente. Pentru cunoaşterea directă a influenţelor produse de minerit s-au prelucrat datele de la posturile hidrometrice din bazin amonte de Bumbeşti (tabel 10.2).

Regimul debitelor de aluviuni în suspensie. Evaluările noastre s-au bazat pe seria debitelor medii lunare din perioada 1973-1992 pentru fiecare din secţiunile menţionate. Pentru aceleaşi secţiuni s-au analizat variaţiile zilnice ale Q şi Qs pentru perioada 1990-1992. Specificăm că pentru variaţia debitului lichid anul 1991 a fost caracteristic, prezentând valori mai mari de 6 – 7 ori faţă de ceilalţi ani.

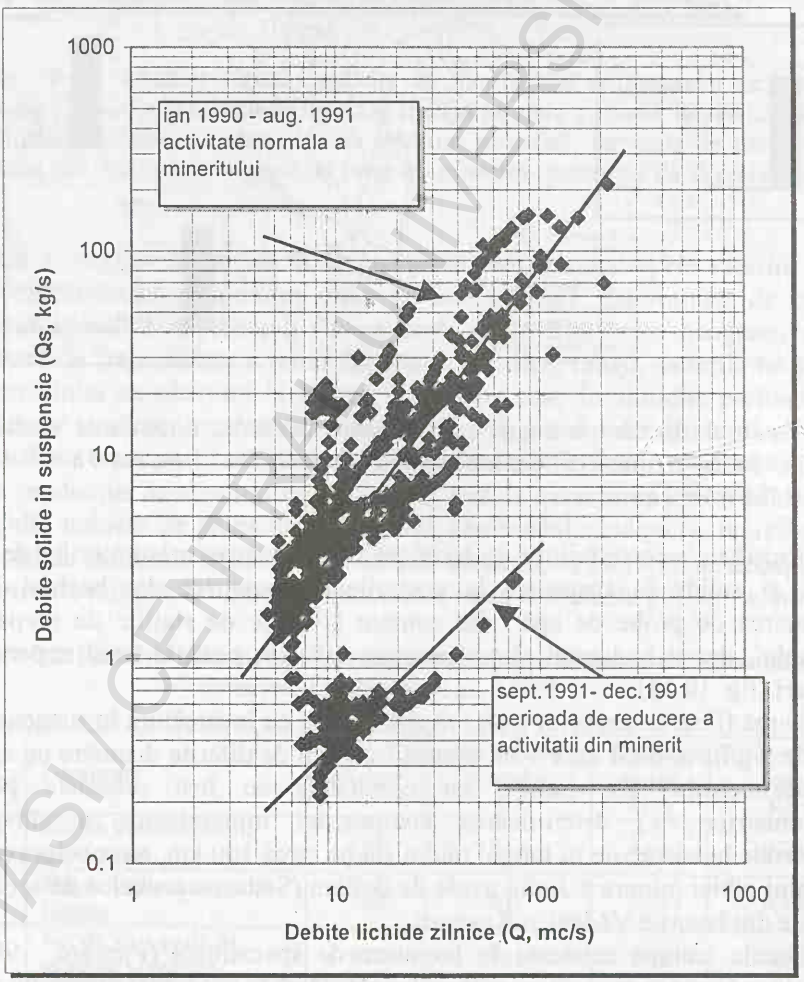


Fig. 10.14. Rolul activităţilor de minerit în compunerea graficului de corelaţie a debitului solid în suspensie (Qs) funcţie de debitul lichid (Q) în secţiunea Sadu, râul Jiu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cele două râuri, Jiul de Vest şi Jiul de Est, în secţiunile ce evoluează în condiţii naturale (Câmpu lui Neag şi Lonea) se caracterizează printr-o variaţie a debitului lichid care se înscrie într-un ecart mediu de 0,6 – 15 m^3/s, cu valori mai crescute la Câmpu lui Neag. Debitul solid (*Q*s) înregistrează în aceleaşi secţiuni amplitudini între 0,001 - 12 kg/s, dar şi cu o tendinţă de scădere în timp mult mai pronunţată. Regimul tranzitului de aluviuni din bazinul superior al râului este net diferenţiat faţă de cel situat avale de uzinele de preparare a cărbunelui (posturile hidrometrice Iscroni şi, respectiv, Sadu, fig. 10.14).

La postul hidrometric Iscroni, regimul debitelor lichide se înscrie în tendinţa de diminuare a acestora de la circa 10 m^3/s în 1973, la 5,5 m^3/s în 1992, cauza putând fi determinată, probabil şi de punerea în exploatare în anul 1986 a lacului Valea de Peşti. În schimb, regimul debitelor solide înregistrează o tendinţă de creştere, asupra acesteia exercitându-se o puternică influenţă antropică pusă în evidenţă îndeosebi după anul 1978, când s-a realizat o desincronizare a debitului solid faţă de cel lichid; la debite lichide minime se înregistrează debite solide similare sau chiar mai mari celor maxime lichide. De exemplu, la valori ale debitului lichid de 7,32 m^3/s (25.01.1986), debitul solid a fost de 223 kg/s, iar în 27.11.1987, la un debit lichid de 6,82 m^3/s s-a realizat un debit solid de 490 kg/s. Cea mai accentuată desincronizare *Q*-*Q*s s-a produs în perioada 1985 – 1989, când activităţile miniere au cunoscut o fază de vârf. În schimb, în anii 1990 şi 1991 se constată diminuarea cantităţilor de aluviuni, aceasta suprapunându-se în mare parte declinului din industria minieră a zonei (de alfel, perioada coincide grevei minerilor din septembrie-decembrie 1991). Reluarea în 1992 a activităţilor miniere s-a materializat imediat în creşterea valorilor suspensiilor transportate de râu.

Comparând hidrografele posturilor neinfluenţate de minerit (Câmpu lui Neag şi Lonea, unde variaţiile *Q* şi *Q*s pot fi appreciate ca normale), cu cele de la posturile influenţate (Iscroni şi Sadu) se constată că la acestea din urmă relaţiile între cele două variabile sunt puternic perturbate, realizându-se o creştere a debitului solid (*Q*s) faţă de valoarea normală de aproape 50 de ori. De exemplu, la Sadu, situat la 33 km avale de Iscroni şi circa 50 km faţă de sursă, în septembrie-decembrie 1991 cantitatea suspensiilor a coborât la valori de 0,5 – 0,6 kg/s, apropiate de cele transportate în regim natural. Imediat după începutul lunii ianuarie 1992, *Q*s a crescut la peste 10 kg/s, ajungând la 27 martie la valori de 172 kg/s. Cotele ridicate în transportul de aluviuni s-au menţinut pe întreg anul 1992, independent de variaţia debitului lichid. Ele s-au datorat reluării activităţii de minerit.

Compararea celor două situaţii în lungul Jiului a dus la obţinerea unui raport între volumul de aluviuni transportate în condiţii naturale şi cel influenţat de industria mineritului. Valoarea medie a acestuia *de 1/26 poate fi apreciată ca o cuantificare a influenţelor mineritului asupra producţiei de aluviuni.*

Granulometria aluviunilor transportate în suspensie. Rezultatele analizelor granulometrice asupra materialului transportat de Jiu arată că suspensiile

transportate sunt de tip prăfos – argilos, plasând râul în categoria celor cu surse de aluviuni predominant argiloase. Or, rocile prezente în bazinul hidrografic superior infirmă acest lucru. Granulometria depozitelor de versant şi din haldele de steril evidenţiază că sursa dominantă este scheletică, cu mult nisip în matrice.

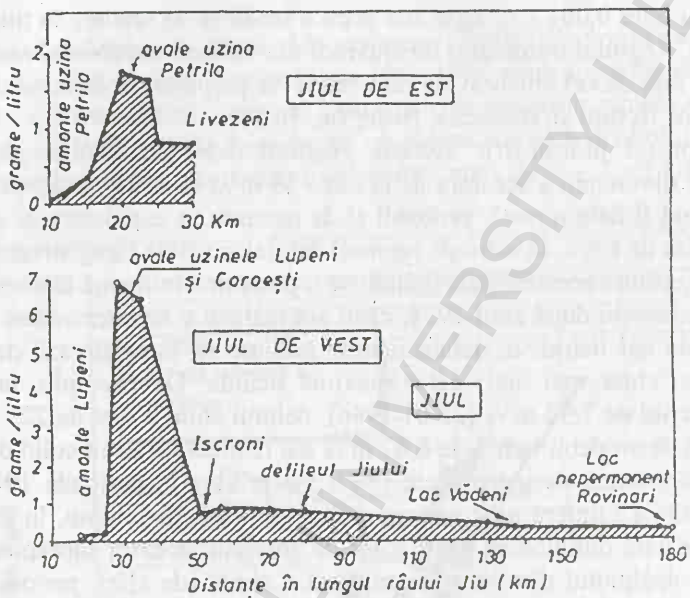


Fig. 10.15. Concentraţia de aluviuni a apelor râului Jiu în zilele de 21 – 22 aprilie 1994 (N.Rădoane et al., 1995).

Concluzia obţinută este următoarea : sursa aluviunilor argilo-prăfoase este determinată de cauze antropice şi este dată de activităţile din industria mineritului. Uzinele de preparare şi spălare a cărbunelui (Lupeni şi Coroieşti pe Jiul de Vest, Petrila pe Jiul de Est) au fost responsabile, în principal, de acest fenomen. Faptul este argumentat de îmbogăţirea în suspensii a râurilor avale de punctele de contaminare unde *producţia de aluviuni depăşeşte de 7 – 10 ori (până la 50 ori) valorile normale pe care râul trebuie să le transporte în condiţii naturale*.

Măsurătorile directe efectuate în perioada 21 – 22 aprilie 1994 în lungul Jiului până amonte de Rovinari arată un raport de peste 400 ori mai mare imediat avale de uzina de preparare Lupeni faţă de punctele necontaminate (Câmpu lui Neag şi Lupeni imediat amonte de uzină). Datele redate în fig. 10.15 prezintă, comparativ, concentraţia de aluviuni a râului în condiţii cvasinaturale (amonte de Lupeni şi, respectiv, amonte de Petrila) şi în condiţii de puternică contaminare. Vârfurile înregistrate imediat avale de uzinele de preparare (6,9 g/l pe Jiul de Vest şi 1,75 g/l pe Jiul de Est) se atenuează în zona defileului până aproape de valoarea de 1 g/l, dar râul rămâne cu o încărcătură solidă mare, chiar şi la

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rovinari. Facem precizarea că până la Rovinari, Jiul mai primeşte şi alti afluenţi (Amaradia, Tismana) cu aport important în furnizarea de aluviuni în suspensie.

Histogramele repartiţiilor granulometrice ale aluviunilor transportate în suspensie sunt reprezentate comparativ în fig. 10.13. Aluviunile de la Câmpu lui Neag şi Lonea sunt plasate la limita superioară a silturilor, în timp ce la Iscroni, Lupeni şi Coroieşti (avale de uzinele de preparare) se situează în domeniul argilelor, în cea mai mare parte. În mod asemănător se plasează şi sedimentele recoltate din lacul Vădeni (Târgu Jiu).

Sedimentele recoltate din malul albiei Jiului la Bumbeşti ca şi cele din acumulările lacului nepermanent Rovinari indică faptul că în aceste zone diametrele caracteristici aparţin nisipului fin şi mijlociu, partea finală nu s-a sedimentat, fiind transportată în avale.

În concluzie apreciem că râul Jiu, contaminat cu aluviuni în suspensii de uzinele de preparare din amonte de defileu, a transportat material argilos – prăfos care rămas în suspensie pe o distanţă de 80 – 100 km avale de sursă.

Natura mineralogică a aluviunilor transportate în suspensie de râul Jiu. Pe baza rezultatelor obţinute prin determinările de laborator asupra aluviunilor fine transportate de râul Jiu şi care sunt date în fig. 10.16, se fac următoarele aprecieri :

-Există o creştere a ponderii mineralelor argiloase în lungul râului de la 30% imediat avale de uzinele Lupeni şi Coroeşti, la peste 80% la ieşirea din defileu ; aceasta indică existenţa unui proces de sedimentare pe traseu a particulelor de nisip şi praf şi de îmbogăţire în argile cu aproximativ 60 –70% pe o distanţă de 50 – 70 km. Pe sectorul de defileu, la debite lichide cu frecvenţă de 30 – 40% pe an sunt transzitate numai sedimentele de tipul silturilor şi argilelor ;

-La ieşirea din defileu (Bumbeşti), mineralele argiloase nu sunt depuse în malul râului decât într-un procent redus (sub 3%) ;

-Mineralele argiloase transportate sunt captate în procent de 60-95% de către lacurile din avale de defileu, între care lacul Vădeni are un rol important în sedimentarea şi reţinerea aluviunilor Jiului ;

-Ponderea materialului cărbunos în suspensiile râului poate ajunge până la 80% din totalul suspensiilor transportate (exemple în acest sens sunt înregistrările din lunile noiembrie şi decembrie 1992, la postul Iscroni când s-au realizat concentraţii de aproape 10 g/l) ;

-Ponderea cărbunelui în sedimentele acumulate în malul Jiului la Sadu şi în sedimentele lacurilor Vădeni şi Rovinari reprezintă 10 – 20%, conţinut relativ modest faţă de valorile înregistrate la Iscroni. Dar trebuie să luăm în considerare că aceste cifre reflectă o situaţie după un transport lung de circa 80 – 100 km faţă de sursă ;

-Determinarea mineralogică cu ajutorul microscopiei pe granule mai mari de 0,063 mm a arătat că particulele de cărbuni sunt dominante în proporţie de 90 – 95% avale de uzinele Lupeni şi Coroeşti (pe Jiul de Vest), 65 – 70% avale de uzina Petrila şi la Livezeni (Jiul de Est), iar în sectorul defileului proporţia se menţine în jur de 68 – 70 %.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

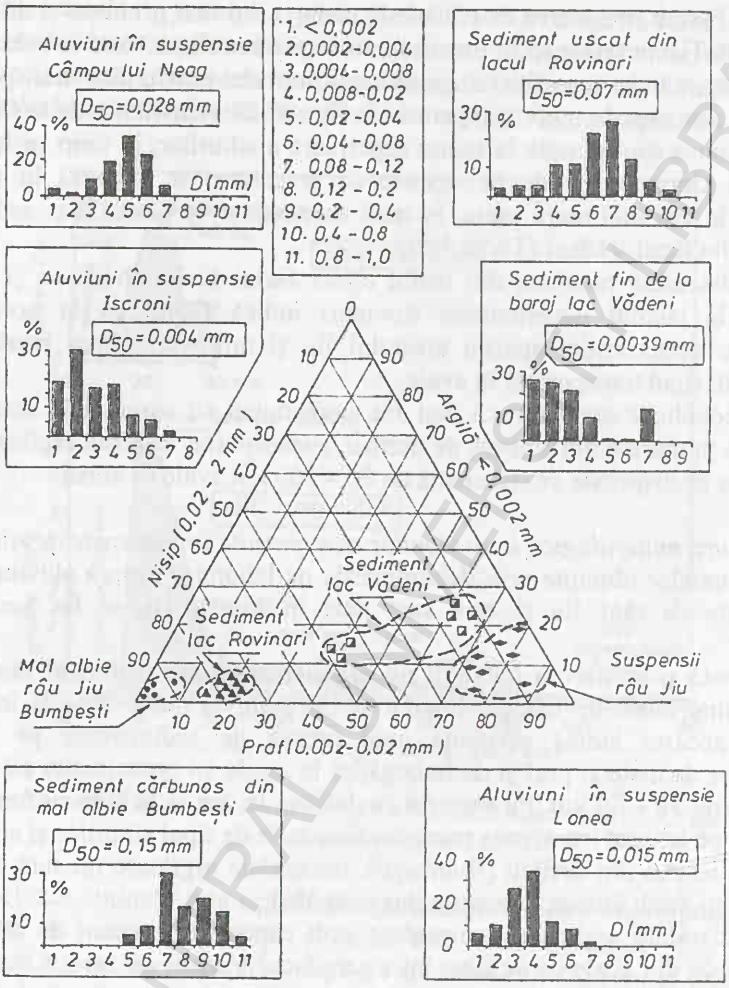


Fig. 10.16. Compoziția granulometrică a aluviunilor din suspensii, dina malul albiei minore şi din lacuri de acumulare (N. Rădoane et al., 1995).

În concluzie, activitatea de minerit din depresiune se manifestă prin influențe puternice în încărcarea cu aluviuni a apelor, încât în perioadele de maximă intensitate a activităților miniere, apele Jiului se înscriau printre cele mai poluate şi în acelaşi timp cu cele mai mari debite de suspensii din regiunea montană. Jiul transporta anual în Dunăre 4,1 milioane de tone material solid, ceea ce reprezintă 1/10 din valoarea debitului solid transportat anual de pe teritoriul țării (Savin, 1990).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11 • Hărțile geomorfologice și geomorfologia aplicată

Introducere cu caracter istoric asupra hărților geomorfologice. Hărțile geomorfologice în aplicațiile practice. Metode de cartografiere în geomorfologie. GIS și teledetecția în cartografierea geomorfologică. Un nou sistem de cartografiere geomorfologică bazat pe GIS.

Încă din primul capitol al acestei lucrări am arătat că elementul fundamental de exprimare a cunoașterii reliefului îl reprezintă harta geomorfologică în variantele ei tematice, iar metoda principală de cercetare a reliefului este cartografierea geomorfologică. Am considerat că nu putem încheia trecerea în revistă a principalelor aplicații ale geomorfologiei fără să nu facem referire la cel mai important instrument pe care îl are știința noastră – harta geomorfologică. Dacă urmărim opiniile exprimate de cele mai recente studii și preocupări în domeniu (Posea, Cioacă, 2003; Mihai, 2005; Gustavsson et al., 2006), se arată că în ultimele două decenii cartografierea geomorfologică ca disciplină științifică a intrat sub un con de umbră, se pare, din două principale motive: (1) cartografierea geomorfologică este o activitate costisitoare și mare consumatoare de timp și (2) cartografierea geomorfologică s-a concentrat mai mult pe teme și aplicații decât pe hărți complexe cu abordare holistică. Este surprinzător că declinul cartografierii geomorfologice coincide cu puternica dezvoltare a tehnicilor GIS; hărțile geomorfologice bazate pe cartografierea tradițională au început să fie neglijate în schimbul posibilităților de combinare cu baza de date GIS. Astfel că în acest capitol dedicat unor probleme ale cartografierii geomorfologice am ales câteva, cu relevanță pentru geomorfologia

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

aplicată, dar şi unele care fac subiectul unor dezbateri recente la reuniuni ştiinţifice de profil şi în paginile revistelor de specialitate. Ordonarea abordării acestui subiect este următoarea:

-un scurt istoric asupra hărţilor geomorfologice
-hărţile geomorfologice în aplicaţii practice
-metode de cartografiere în geomorfologie
-GIS şi teledetecţia în cartografierea geomorfologică
-un nou sistem de cartografiere geomorfologică bazat pe GIS.

11.1. Introducere cu caracter istoric asupra hărţilor geomorfologice

În această secţiune nu ne-am propus o revizuire detaliată a istoriei hărţilor geomorfologice, aspect de altfel bine prezentat în lucrări extinse apărute recent (Vitek et al., 1996; Posea, Cioacă, 2003; Gustavsson, 2005; Gustavsson et al., 2006). Vom puncta totuşi câteva momente importante în evoluţia fenomenului, pentru a înţelege mai bine situaţia actuală în domeniul cartografierii geomorfologice şi a elaborării hărţilor.

Până spre sfârşitul anilor 1940 descrierea unei forme de relief sau ansamblu de forme de relief se făcea aproape exclusiv prin rapoarte scrise. Din cauza lipsei unei terminologii precis definite era extrem de dificil, dacă nu chiar imposibil să se facă comparaţii inteligibile între lucrările făcute în diferite părţi ale lumii. Aşa numitele „hărţi fiziografice" care adesea au însoţit aceste rapoarte erau de redusă utilitate, deoarece nu au rezultat în urma unei cercetări sistematice de teren şi au fost construite pentru a ilustra concluziile autorului (Enciclopedy of Geomorphology, 1968).

Este surprinzător că ideea construirii unui sistem de cartografiere care să permită comparaţii exacte nu a venit prea curând. Se pare că aceasta a apărut după al doilea război mondial când cerinţele planificatorilor, agronomilor, inginerilor în construcţii civile şi industriale şi alţii au cerut insistent un instrument precis de cunoaştere şi evaluare a reliefului.

Hărţile topografice au fost primele hărţi care au oferit informaţii despre relief. Din analiza lor se pot obţine numeroase informaţii despre dimensiunea şi extinderea formele de relief, dar mai puţin privind geneza lor, stadiul de evoluţie, relaţiile cu structura geologică şi depozitele de versant. Prima hartă cu adevărat geomorfologică a fost prezentată de Passarge (1914) în *Morphological Atlas* în scara 1: 50 000 (cit. în Enciclopedy of Geomorphology, 1968) cu informaţii privind pantele, forma văilor, petrografia şi tipuri de relief. Abia la Congresul UIG din 1956 s-a înfiinţat o comisie specială de elaborare a hărţii geomorfologice şi în 1960 au apărut primele rezultate de cartografiere geomorfologică în teren la scări între 1:10 000 şi 1:100 000. Harta geomorfologică detaliată oferă un tablou ce arată morfografia, morfometria, geneza şi vârsta, formele de relief date prin simboluri colorate iar legenda prezentată în ordine genetico-cronologică (Klimaszewski, 1965; Martiniuc, 1971; Ungureanu, 1978).

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

În 1968 UIG a desăvârşit un sistem de cartografiere unificat (cunoscut sub numele de Unified Key) pentru cartografierea geomorfologică detaliată (Demek et al., 1972; Demek, Embleton, 1978; Klimaszewski, 1982). Ca urmare, între anii '70 - '90 s-au publicat mai multe hărţi detaliate în scări de 1:10 000 – 1:25 000 în multe zone ale lumii. Pentru România se poate vorbi de o adevărată şcoală de cartografiere geomorfologică, succint evocată într-un text de bună calitate de către Posea şi Cioacă (2003). Ca realizări importante sunt de menţionat harta geomorfologică a României din Monografia geografică a R.P. România (1960), din Atlasul Geografic al R.S.României (1972-1978), harta geomorfologică a României, scara 1: 400 000, Posea, Badea, 1980), hărţile geomorfologice la scări de 1:200 000 (unde şi-au adus contribuţia un număr mare de geomorfologi români sub coordonarea lui Lucian Badea).

Chiar dacă dezvoltarea hărţii geomorfologice a necesitat aproape 100 de ani, nici în prezent nu există o formă universal acceptată în ce priveşte conţinutul şi simbolistica cartografică. Acest fapt face ca regiuni descrise prin hărţi geomorfologice detaliate să nu poată fi comparate (Klimaszewski, 1990).

În ultimele decenii înainte de 2000 investigaţia geomorfologică şi cartografierea s-au caracterizat prin două diferite abordări. O abordare analitică care se bazează pe informaţie despre geneză, morfografie, morfometrie şi cronologie şi o altă abordare sintetică unde datele analitice sunt combinate cu parametri cu solurile, vegetaţia şi hidrologia. Separat de aceste două abordări, o a treia a apărut, una pragmatică, unde informaţia este colectată funcţie de un scop specific. Un exemplu popular de această a treia abordare îl reprezintă hărţile de hazard şi risc geomorfologic care se concentrează numai pe acele procese responsabile de hazarduri într-o anume regiune (Bălteanu et al, 1989; Mihai, 2005; Armaş, 2006).

În concluzie, cercetarea în teren este baza cartografierii geomorfologice detaliate (Klimaszewski, 1982), dar posibilităţile tehnice în creştere oferite de teledetecţia digitală şi utilizarea PC-urilor şi a softurilor GIS mobile oferă acum flexibilitate în colectarea, prelucrarea şi prezentarea datelor. De exemplu, posibilităţile mai ieftine şi mai diverse de a utiliza culorile în softurile GIS şi în tipărirea rezultatelor creează un avantaj foarte mare care a pus în umbră hărţile geomorfologice tradiţionale (Condorachi, 2006).

11.2. Hărţile geomorfologice în aplicaţiile practice

Utilitatea hărţilor geomorfologice a fost demonstrată în multe luări de poziţii (Cooke şi Doornkamp, 1974; Evans, 1990). La început, pentru aplicaţiile practice au fost disponibile hărţile geotehnice şi geologice. Informaţiile obţinute pe baza acestora s-au dovedit adesea insuficiente pentru planificatori şi pentru prognoza duratei unui proiect. De aceea, a devenit necesară o hartă geomorfologică. Astfel, prin utilizarea cartografierii geomorfologice s-au salvat resurse importante în proiectele inginereşti privind cunoaşterea locaţiei de intervenţie (Evans, 1990). Informaţia prezentată pe hărţi a fost şi este de mare

interes în planificarea pentru agricultură, aşezări umane, comunicaţii, turism, recreaţie şi managementul resurselor.

Adesea, informaţia de pe hărţile geomorfologice este utilă dacă se combină şi cu informaţie non-geomorfologică, cum ar fi precipitaţiile sau vegetaţia. Există şi un neajuns al situaţiei prezentate; hărţile geomorfologice au prea multă informaţii pentru anumite aplicaţii practice şi din această cauză devine dificil să se extragă ceea ce este necesar pentru momentul respectiv. Asemenea probleme se soluţionează, de regulă, cu simplificarea hărţilor geomorfologice sau adaptarea şi reinterpretarea lor pentru un scop precis.

Din cauza complexităţii legendei geomorfologice, adesea necesită „traducerea" ei în termeni relevanţi pentru utilizatori non-geomorfologi. Iată, de exemplu, un eşantion din harta geomorfologică a zonei Piatra Neamţ realizată de noi în alb-negru, scara 1: 50 000 (fig. 11.1) care pune accent în mod deosebit pe geneza formelor de relief şi aproape delor pe morfometrie. Din punct de vedere practic, utilizarea acestei hărţi devine dificilă şi din cauza accentului pus pe simbolistica geomorfologică (abundenţa de semne convenţionale în detrimentul informaţiei geomorfometrice care interesează în primul rând pe practician).

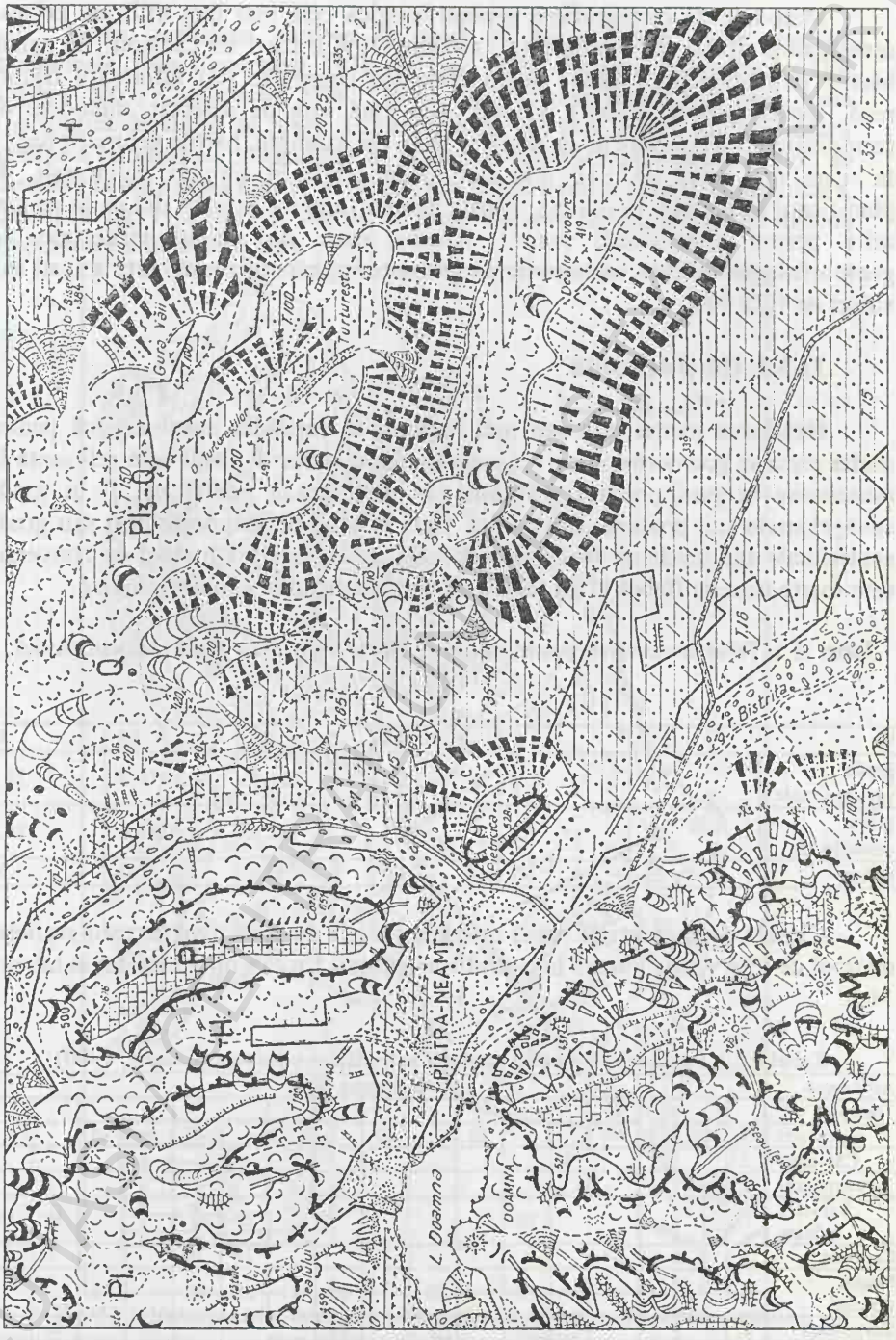
Rezolvarea problemei se face prin alcătuirea de hărţi speciale cu informaţii asupra condiţiilor pentru practicarea agriculturii, pentru construcţii, perturbări environmentale, hazarde naturale etc „uşor de citit" de către non-geomorfologi (Evans, 1990).

O aplicaţie des utilizată a hărţilor geomorfologice detaliate este producerea de *hărţi ale hazardurilor naturale*. O asemenea hartă este una ce descrie „natura fenomenelor ce cauzează risc, mărimea şi frecvenţa lor de apariţie" (Petley, 1998, p.189). Aceasta nu trebuie să fie confundată cu definiţia *hărţilor de risc* ce descriu hazardurile în combinaţie cu vulnerabilitatea unui anume element. În capitolul 3 ne-am ocupat în detaliu de utilizarea metodei cartografice în legătură cu hazardul alunecărilor de teren. Aici am exemplificat diferite tipuri de cartografiere geomorfologică, relevantă pentru ilustrarea opiniilor exprimate in această secţiune. De asemenea, în capitolul 8 ne-am referit în detaliu la utilizarea cartografierii geomorfologice în zonele costiere pentru a estima efectul creşterii nivelului mării, un ghid util pentru planificatorii din aceste zone dens populate şi aflate sub efectul schimbării globale a climatului.

11.3. Metode de cartografiere în geomorfologie (scurtă prezentare)

Deşi există o bogată literatură de ghiduri practice de cartografiere geomorfologică, ne-am gândit să trecem pe scurt în revistă cele mai uzuale tehnici tradiţionale de cartografiere în geomorfologie pentru a reaminti studenţilor şi tinerilor cercetători nivelul de la care s-a plecat pentru elaborarea metodelor performante de cartografiere din prezent.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY


PIATRA-NEAMȚ
r. Bistrița
r. Doamna
Gura Văii
Turturești
Dealu Ivoarei
Dealul Cetățuia
Dealul Cetățuia
Dealul Turnului
Dealul Turnului
Dealul Turnului

Metodele de cartografiere geomorfologică cele mai larg utilizate privesc următoarele nivele de abordare (cf. Goudie, 1990): hărți de categorii de pantă, hărțile morfologice și hărțile geomorfologice complexe (cu informații despre rocă, formă, proces, geneză, vârstă). Așa cum este de așteptat, metodele de cartografiere variază funcție de scară și scop. De exemplu, hărțile geomorfologice la scară mai mică de 1:10 000 sunt neaplicabile în scopuri inginerești, de planificare teritorială, în schimb, hărțile geomorfologice la scări din ce în ce mai mici permit generalizări pentru sisteme mari de unități teritoriale. În geomorfologia aplicată, cartografierea geomorfologică utilizează hărți la scari sub valori de 1:25 000.

11.3.1. Hărți de pantă

Înclinarea pantei este cea mai importantă variabilă morfometrică pentru multe procese geomorfologice, iar cunoașterea claselor de pante este relevantă în numeroase scopuri practice. Unitățile de măsurare a pantei pot fi în grade sexagesimale sau procente (de regulă, sunt folosite de geomorfologi) sau grade centizimale sau gradienți (folosite îndeosebi de ingineri). Un tabel de conversie este foarte necesar (tabel 11.1) pentru a facilita aplicațiile geomorfologice.

Tabel 11.1. Tabel de conversie pentru variate unități de unghiuri de pantă (Amiran, Schick, 1961)

%	2½	5	10	20	30	50
grade sexagesimale	1,4	2,9	5,7	11,3	16,7	26,6
grade centizimale	1,6	3,2	6,3	12,6	18,6	29,5
m/km	25	50	100	200	300	500

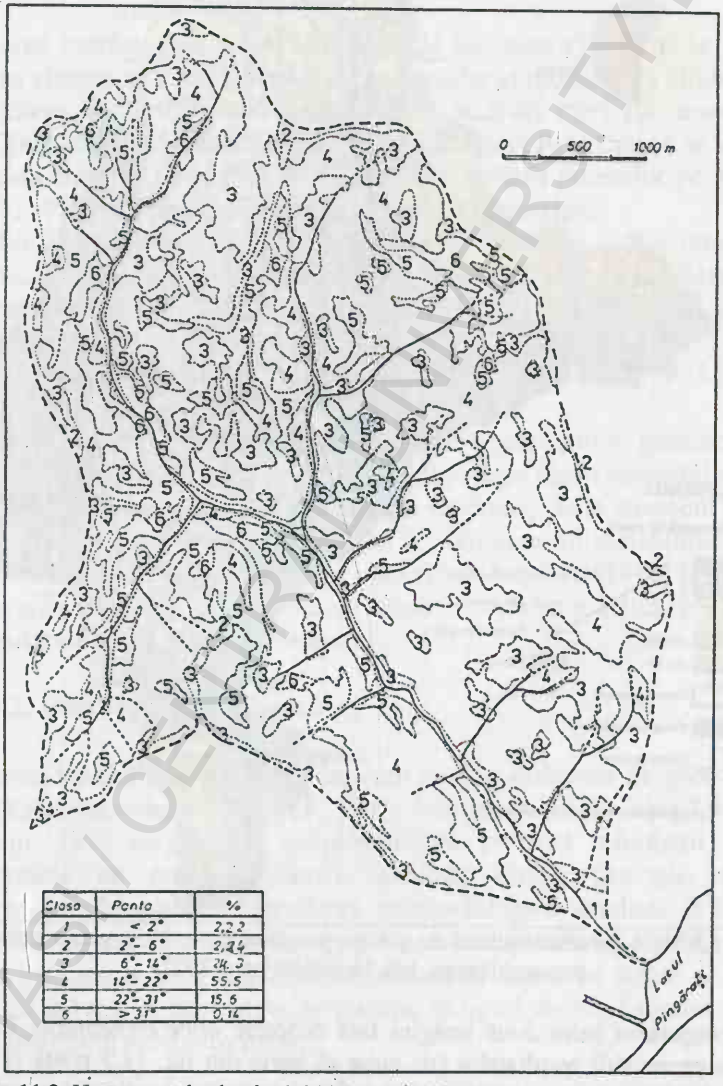
Clasele de unghiuri de pantă diferă în funcție de obiectivul de cartografiere, de tipul de intervenție umană în cadrul versantului. Un exemplu este dat în tabelul 11.2.

Tabel 11.2. Pante critice pentru anumite activități economice (Goudie, 1990)

Activitatea	Pante critice (%)																
Transport																	
Drumuri	2	4½					12		19						36		
Căi ferate	2				9												
Aeroporturi	2																
Vehicule militare						10						25				50	100
Cultivare	2	5		8-9								25	30				
Mașini agricole	2	5				10		15		20	23	25	30		36		
Silvicultură	2					10				20				33		50	
Industrie	2	5	8			10											
Rezidențial	2	5	8			10				20			30				
Recreare	2		8					15				25					

BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY CENTRAL LIBRARY

Pentru realizarea hărților de pantă se folosesc mai multe metode, tradiționale (Irina Ungureanu, 1978; Grigore, 1979) și cu ajutorul softurilor GIS (Mihai, 2005; Condorachi, 2006; Cristea, 2007), toate folosind ca bază, harta topografică în curbe de nivel. Diferența între ele este asupra calității redării grafice a informației, posibilitatea de prelucrare statistică ulterioară a datelor, de detaliere la orice scară funcție de unitățile de pixeli folosite. Pentru exemplificare, redăm în fig. 11.2 și 11.3 hărțile de pantă ale unor zone, realizate în metoda tradițională și în metodă GIS.



Clasa	Panta	%
1	< 2°	2,23
2	2°- 6°	2,24
3	6°- 14°	24,3
4	14°- 22°	55,5
5	22°- 31°	15,6
6	> 31°	0,14

Fig. 11.2. Harta pantelor bazinului hidrografic Pângărați realizată prin metoda diapazonului (N. Rădoane, 2002).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

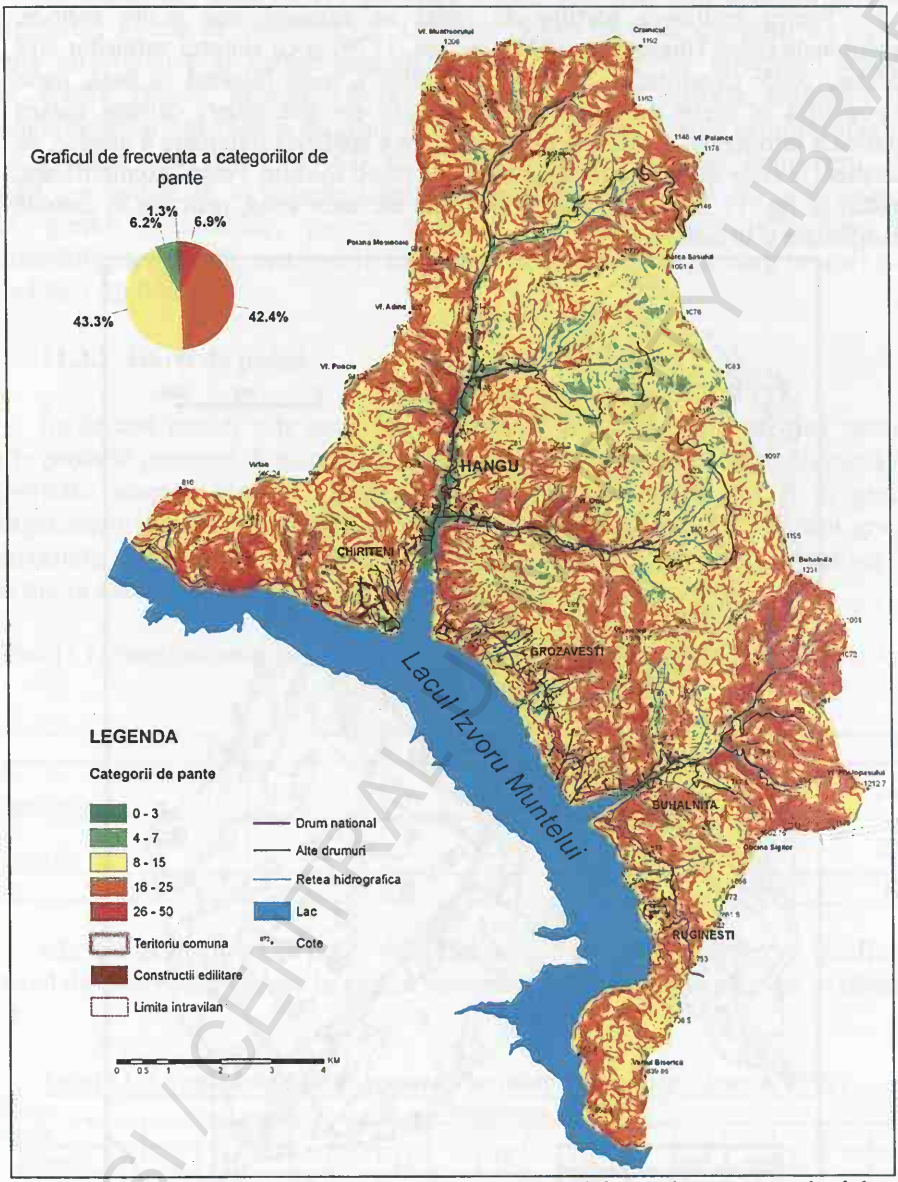


Fig. 11.3. Harta pantelor realizată cu ajutorul programului ArcView pentru teritoriul comunei Hangu, Jud. Neamț (Cristea, 2007).

Compararea celor două imagini lasă deoparte orice comentariu. Pe lângă acuratețea prezentării rezultatelor (de notat că harta din fig. 11.3 poate fi mărită, fără ca detaliile să se piardă), softul utilizat permite şi calculul suprafețelor ocupate de anumite pante şi redarea grafică a statisticilor obținute (de exemplu, în

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

medalion este redat graficul de frecvență a categoriilor de pantă pentru unitatea administrativă studiată).

O altă posibilitate de măsurare a pantelor este cea direct în teren, folosind metode standard (nivelul Abney, înclinometrul, teodolitul), dar care privesc areale mici. Într-o cercetare de geomorfologie aplicată, hărțile de pantă sunt de primă importanță, așa cum am specificat la fiecare capitol, sau pot reprezenta fundalul hărților geomorfologice generale (Ichim, 1979).

11.3.2. Hărțile morfologice

Cartarea morfologică a fost elaborată de Savigear (1965) și se referă la identificarea elementelor morfologice ale versanților și modul cum vin în contact unele cu altele. Se aplică pentru areale mici la scări mari (de exemplu, N. Rădoane, 2002, a aplicat-o în bazinele hidrografice mici Pângărați (a se vedea fig. 3.9 în această carte) și Oanțu sau în cadrul cartografierii ravenelor pe planuri în scara 1:250), observațiile de teren fiind de maximă importanță.

Modul cum sunt identificate schimbările de pantă în cadrul unui versant prin simboluri este prezentat în fig. 11.4; înclinările de pantă pentru fiecare fațetă de versant se pot specifica în relație cu scopul hărții și în conformitate cu tabelul 11.2. În exemplul prezentat după studiul original al lui Savigear (1965) se identifică suprafețele plane și cvasiplane (<5°), versanți (5-40°) și abrupturi (>40°).

Pentru această cartografiere sunt necesare cunoștințe geomorfologice, experiență de teren, posibilitatea de a face corelații între panta versantului cu tipul de sol, depozitele de versant sau caracteristici de drenaj. Este cunsocut faptul că schimbările importante în panta versantului se oglindesc în variabilitatea tipului de sol. Această manieră de cartare a fost aplicată de Lupaşcu (1990) pentru ferme din Depresiunea Cracău-Bistrița, de unde reiese importanța practică de cunoaștere a acestei variabile morfometrice a terenului.

11.3.2. Hărțile geomorfologice

În foma lor cea mai avansată, așa cum au fost elaborate de geomorfologii europeni (Klimaszewski 1963, 1968, 1983; Martiniuc, 1971; Irina Ungureanu, 1978; Ichim, 1979 etc) hărțile geomorfologice prezintă informații complete despre formele de relief, respectiv, geneză, vârstă, litologie, structură, morfometrie, morfologie. Cartografierea geomorfologică detaliată la scări mai mari de 1:100 000 necesită identificarea și încadrarea genetică a fiecărei forme de relief, ceea ce presupune o activitate laborioasă de teren, cu atentă observare a deschiderilor în rocă, în depozitele de versant, în tipuri de sol – acestea din urmă înmagazinând multă paleoinformație.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

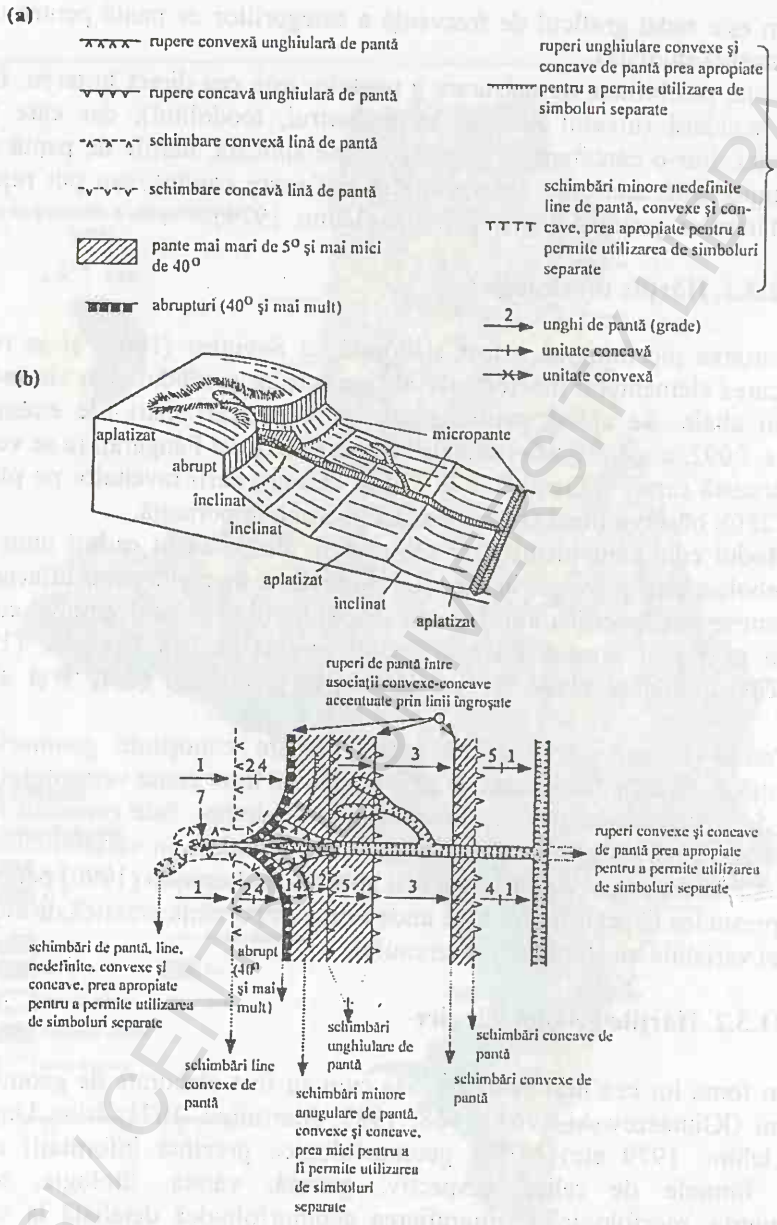


Fig.11.4. a)Simboluri standard pentru cartografierea morfologică. b)Utilizarea în plan a simbolurilor de cartare, bazată pe interpretarea morfologiei versantului (Savigear, 1965).

O cercetare în acest spirit a realizat I. Ichim (1979) pentru Munţii Stânişoara, finalizată cu o hartă geomorfologică în culori, prima de acest tip în literatura română de specialitate.

BCU IAŞI / CENTRU VECHI / UNIVERSITY LIBRARY

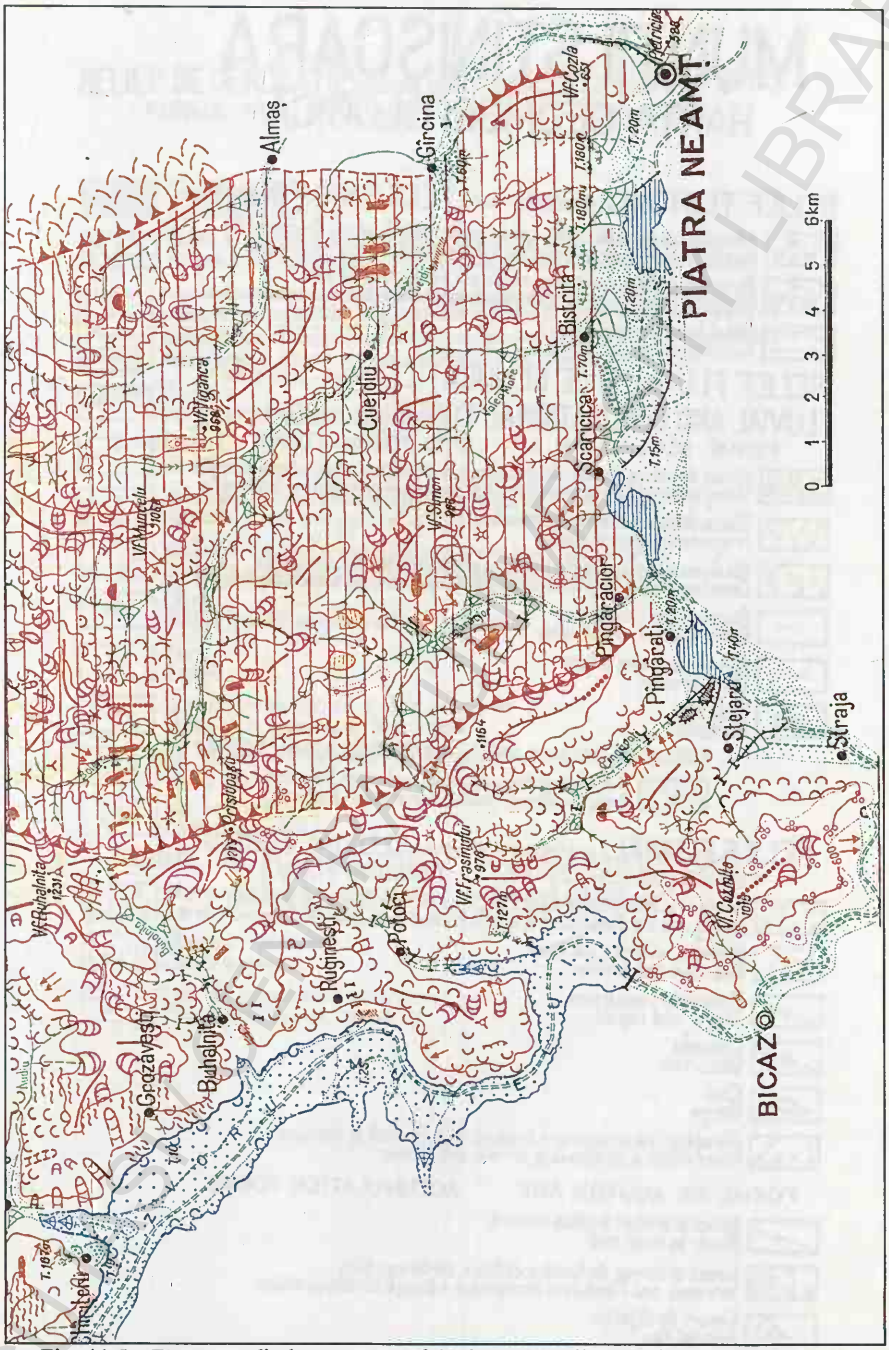


Fig. 11.5a. Fragment din harta geomorfologică a Munților Stânișoara (Ichim, 1979).

MUNȚII STÎNIȘOARA
HARTA GEOMORFOLOGICĂ

RELIEF TECTONIC (precuaternar) TECTONIC FORMS

Abrupturi de pînză de șariaj: a, slab fragmentate; b, intens fragmentate
Slopes of fault scarps: a, slightly fragmented; b, heavily fragmented

Abrupturi de falie: a, slab fragmentate; b, intens fragmentate
Slopes of flexure scarps: a, slightly fragmented; b, heavily fragmented

Relief tectonic-epigenetic
Tectonic-epigenetic forms

RELIEF FLUVIAL ȘI DE DENUDAȚIE (pliocen - cuaternar)
FLUVIAL AND DENUDATIONAL FORMS (Pliocene-Quaternary)

FORME SCULPTURALE — SCULPTURAL FORMS

Umeri de vale: a, derivați din glacisuri; b, de nivel de bază; c, structural-litologici
Valley levels: a, derived form glacis; b, of basis level; c, structural lithological

Glacisuri de eroziune fragmentate
Fragmented erosion glacis

Văi elementare: a, cu profil în V; b, cu profil trapezoidal; c, asimetrice
Elementary valleys: a, with „V" cross-section; b, with trapezoidal cross-section; c, asymmetrical

Ravene, rîpe torențiale
Gulch and torrential valley

Arii cu eroziune difuză
Wash erosion

Badlands
Badlands

FORME DE ACUMULARE — ACCUMULATION FORMS

Glacisuri proluvio-coluviale (cuaternar-holocen)
Proluvio-alluvial glacis (Quaternary - Holocene)

RELIEF FLUVIAL (cuaternar-holocen) FLUVIAL FORMS

FORME DE EROZIUNE - EROSION FORMS

Talveguri și albii minore adîncite: a, în rocă; b, în aluviuni și proluvii
Talweg and cut floodplain: a, in rock; b, in alluvia and proluvia

Meandre și brate părăsite
Meander and ox-bow

Praguri și repezișuri
Steps and rapids

Cascade
Waterfall

Chei
Gorge

Abrupturi de eroziune: a, în aluviuni; b, în rocă și aluviuni
River cliffs: a, in alluvia; b, in rock and alluvia

FORME DE ACUMULARE — ACCUMULATION FORMS

Stînci și blocuri în albia minoră
Block in river bed

Terase și terase de luncă: a, <20m; b, 20-50m; >50m
Terraces and floodplain terraces: a, <20m; b, 20-50m; c >50m

Conuri de dejecție
Alluvial fan

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

RELIEF DE DENUDAȚIE (neogen-cuaternar) DENUDATIONAL FORMS

FORME SCULPTURALE SCULPTURAL FORMS

Suprafețe de denudație
Denudation surface

Culmi: a, înguste și ascutite; b, înguste și rotunjite; c, largi și rotunjite
Ridges: a, narrow and sharp; b, narrow and rounded; c, broad and rounded

Culmi de modelare selectivă: a, înguste și rotunjite, predominant pe gresii; b, înguste și rotunjite
predominant pe conglomerate; c, largi, predominant pe gresii; d, largi, predominant pe conglomerate
Ridges of resistance: a, narrow and sharp, mainly on sandstone; b, narrow and rounded, mainly on conglomerate; c, broad, mainly on sandstone; d, broad, mainly on conglomerate

Hogback-uri
Hogback

Cueste
Cuesta

Vîrfuri: a, conice și piramidale; b, rotunjite; c, sub formă de cupolă
Summits: a, cone and pyramid-shaped; b, rounded; c, dome-shaped

Vîrfuri de modelare selectivă: a, pe gresii; b, pe conglomerate
Summits of resistance: a, on sandstone; b, on conglomerate

Bîtci
„Bîtci" (specific summits in the flysch area)

Șei
Saddle

Cornișe de alunecare: a, vechi; b, actuale
Rock-slide cornice: a, old; b, fresh

Văi de versant formate prin creep
Creep-valley

Văi de alunecare
Land-slide valley

FORME DE ACUMULARE ACCUMULATION FORMS

Microrelief de alunecări: a, vechi, stabilizate; b, actuale
Land-slide microrelief: a, old, fixed; b, fresh

Glacisuri deluviale
Deluvia glacis

Lobi de pseudosolifluxiune
Pseudosolifluction tongue

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

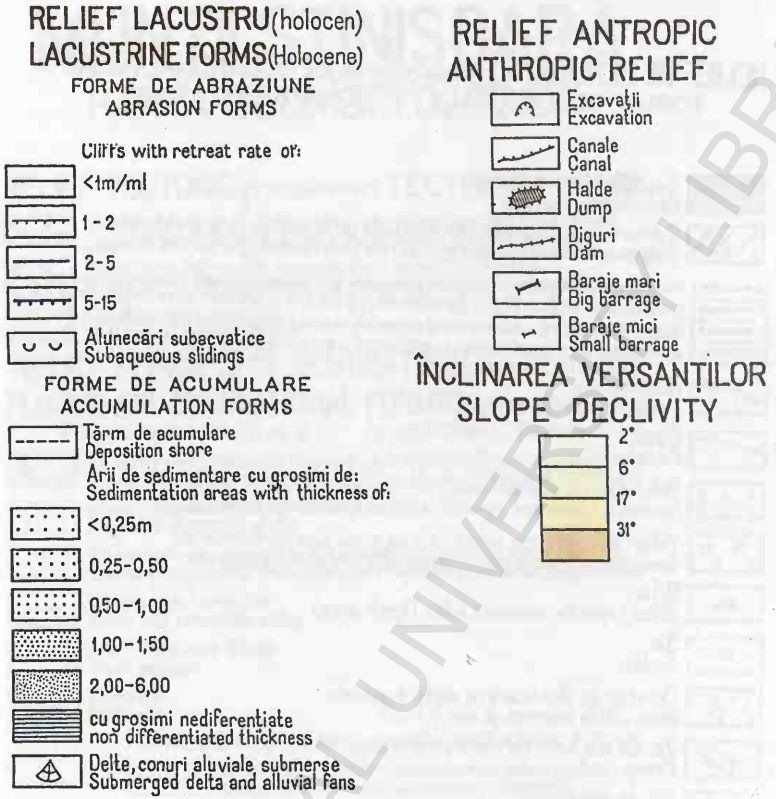


Fig. 11.5b. Legenda hărții geomorfologice generale a Munților Stânișoara (Ichim, 1976).

Un fragment din această hartă exemplificăm în fig. 11.5a, la care anexăm legenda geomorfologică în întregime (fig. 11.5b). Prin simbolistică și concepție, legenda este redată în spiritul celei recomandată de UIG sub denumirea generalizată de Unified Key. Pentru spațiul geografic studiat, în mod firesc, legenda exemplificată prezintă doar o parte din simbolistica legendei internaționale. O asemenea hartă are calitățile și defectele discutate până acum în acest text: este completă în ce privește informația (adunată în urma unor lungi și riguroase campanii de teren), legenda este prezentată cu acurateță, dar citirea ei este groaie pentru un non-geomorfolog din cauza aglomerării culorilor și simbolurilor. Toate aceste aspecte au fost avute în vedere în cazul utilizării softului GIS în cartografierea geomorfologică, așa cum vom prezenta mai jos.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11.4. GIS şi teledetecţia în cartografierea geomorfologică

Pentru o lungă perioadă de timp analiza mediului geografic s-a bazat pe cercetările de teren şi laborator, împreună cu hărţile elaborate în acest sens. Dezvoltarea *Geographic Information System* (GIS) în ultimele decenii ale secolului XX a schimbat această manieră de lucru. La început GIS a fost utilizat în scopuri militare şi apoi în scopuri administrative civile, mai mult ca o cartografie computerizată. Continuarea evoluţiei, ajutată şi de apariţia de computere din ce în ce mai performante, a dus la dezvoltarea unor softuri statistice şi analitice mai bune şi astfel au venit în ajutorul planificatorilor şi în analiza mediului metode mult mai rapide şi cu preţuri mult mai scăzute. În prezent GIS este larg folosit. În geomorfologie, utilizarea GIS şi creşterea disponibilităţii datelor digitale au făcut mai uşoară investigaţia geomorfologică. O hartă geomorfologică bazată pe GIS oferă geomorfologului oportunitatea de a descrie şi analiza un peisaj geografic mult mai complex decât prin folosirea hărţilor geomorfologice tradiţionale. Aceasta este posibilă prin folosirea mai multor straturi de date geomorfologice în combinaţie între ele sau în combinaţie cu alte date digitale spaţiale cum ar fi utilizarea terenurilor, precipitaţiile atmosferice, scurgerea lichidă. Alt avantaj datorat GIS-ului este utilizarea uşoară a teledetecţiei şi a Modelelor Digitale ale Terenului (Digital Elevation Model - DEM) care pot minimiza timpul total folosit, dar şi costurile necesare acestei activităţi.

În prezent, utilizarea GIS este adesea conectată cu utilizarea datelor colectate prin echipamente de teledetecţie şi de aceea este util să aruncăm o privire asupra acestor surse de date. Este bine cunoscut faptul că utilizarea echipamentului de teledetecţie în cartografiere şi în procese de monitoring salvează timp şi bani. Dacă nu sunt disponibile date digitale din fotografii aeriene analoge anterioare, acestea se pot digitiza şi folosi în GIS. Cele două principale surse pentru datele de teledetecţie sunt imaginile satelitare şi fotografiile aeriene. Imaginile satelitare oferă posibilitatea de a acoperi mari suprafeţe contra unei sume rezonabile de bani. Imaginile colectate de sateliţi adesea oferă mai multe benzi optice şi rezoluţiile spectrale şi temporale sunt bune. Abilitatea de a combina mai multe benzi spectrale oferă datelor de teledetecţie abilităţi de clasificare superioară.

O trecere în revistă detaliată asupra acestor tehnici este făcută în numeroase publicaţii, din care amintim: Haidu, Haidu, 1998; Donisă, Donisă, 1998; Mihai, 2005; Condorachi, 2006; Armaş, 2006. În plus există o vastă literatură străină şi numeroase site-uri specializate care vin în ajutorul celor interesaţi.

La rândul nostru, parcurgând numeroase materiale de informare ne-au atras atenţia preocupările unei echipe de cercetare suedeze (Gustavsson, Kolstrup, Seijmonsbergen, 2006) în legătură cu propunerea unui nou sistem de cartografiere geomorfologică bazat pe GIS. În aceste preocupări am găsit primele încercări de substanţă de a revigora cea mai importantă metodă de lucru a geomorfologiei – cartografierea geomorfologică – şi de a face funcţional cel mai important produs

al disciplinei noastre – harta geomorfologică. Din acest motiv acordăm un spațiu rezonabil încercărilor de realizare a hărții geomorfologice, utilizând softurile GIS.

11.4. Un nou sistem de cartografiere geomorfologică bazat pe GIS

O hartă geomorfologică la scară mare trebuie să fie un tablou complet al peisajului geografic. Conform cu opinia lui Klimaszewski (1982), harta trebuie să informeze asupra distribuției și corelațiilor formelor de relief de anumit tip, dimensiune, origine și vârstă; ea trebuie să includă date morfografice, morfometrice, morfogenetice și morfocronologice. Alți autori (Tricart, 1965; Ichim, 1978) includ și litologia. Aceasta înseamnă că harta geomorfologică trebuie să prezinte un inventar sistematic și concis al formelor de relief și o cunoaștere științifică a genezei și evoluției lor. Cercetarea de teren reprezintă baza cartografierii geomorfologice detaliate, dar posibilitățile tehnice în creștere oferă o mai mare flexibilitate în colectarea informației, în prelucrarea și prezentarea lor. Harta geomorfologică și legenda ei necesită o reactualizare în spiritul acestor noi tehnici, în paralel și cu necesitățile de planificare și organizare ale teritoriului.

În acest context au apărut preocupări de lansare a unei noi legende, mai flexibilă, cu aplicabilitate mult mai largă, clar structurată, bazată pe o simbolistică redusă și ușor de utilizat. Ceea ce prezentăm în acest rezumat este o nouă hartă care conține aceleași informații ca și o hartă geomorfologică cu o legendă foarte laborioasă, realizată în mod tradițional. În plus, calitatea ei este că poate fi dezvoltată și în versiune GIS, adică poate fi ușor transferată în bază de date digitală.

Citirea cu ușurință a informației relevante este calitatea oricărei hărți. Elementele constitutive ale hărților geomorfologice sunt reprezentate de culori (incluzând nuanțe și intensități), simboluri, liniații, umbre/hașuri, litere, numere, singure sau în combinații. Pentru ușoara orientare în teren este avantajos dacă harta geomorfologică are la bază harta topografică georeferențiată sau ortografia cu principalele curbe de nivel.

Culoarea este cea mai bine captată de ochiul uman și de aceea se folosește pentru a reda caracteristici geomorfologice de cea mai mare importanță – geneza formelor de relief (de exemplu, galben pentru relieful eolian, verde pentru relieful fluvial, negru pentru relieful antropic ș.a.m.d. – culori stabilite de sistemele tradiționale de cartografiere geomorfologică). Lista parametrilor geomorfologici precum morfometria, morfografia, hidrografia, litologia, structura, vârsta, geneză/proces, pe de o parte, și lista blocurilor de culori, simboluri, liniații, umbre/hașuri, litere și numere ca instrumente de a prezenta această listă, pe de altă parte, oferă numeroase posibilități de combinare (fig. 11.6). Legenda este indicată pentru hărți în scara 1: 10 000 unde pot fi explicate multe forme de relief de mici dimensiuni. La scări de 1 : 25 000 și 1 : 50 000 o serie de simboluri devin dificil sau chiar imposibil de utilizat, astfel că informația va fi mai puțin detaliată.

Noua legendă a fost testată pentru două zone contrastante, una în Alpii Europeni şi alta în Suedia centrală.

Pe categorii de informaţii geomorfologice, iată o succintă descriere a modului de prezentare conform noii legende.

Morfometria (descrierea cantitativă a reliefului) şi *morfografia* (descrierea calitativă a reliefului) pe hărţile geomorfologice de până acum sunt reprezentate sub forma claselor de pantă şi a curbelor de nivel. Pentru exemplificare, revenim la harta geomorfologică a Munţilor Stânişoara (fig. 11.5a) realizată de Ichim (1979) pe baza legendei internaţionale. Fundalul acestei hărţi este dat de arealele cu anumite valori de pantă prin nuanţe de maro.

În noul sistem, harta topografică este folosită ca hartă de bază, iar curbele de nivel sunt desenate în gri. Informaţia despre pantă este dată prin săgeţi cu vârful în direcţia pantei, iar pe săgeată este înscrisă valoarea pantei în grade, folosind culoarea neagră (fig. 11.6). Discontinuităţile de pantă, ondulaţiile mici de pe versant sunt arătate prin simboluri în culoarea procesului morfogenetic respectiv. În acest fel harta nu se mai umple cu subdiviziuni de pantă în culori diferite şi care ar încărca prea mult.

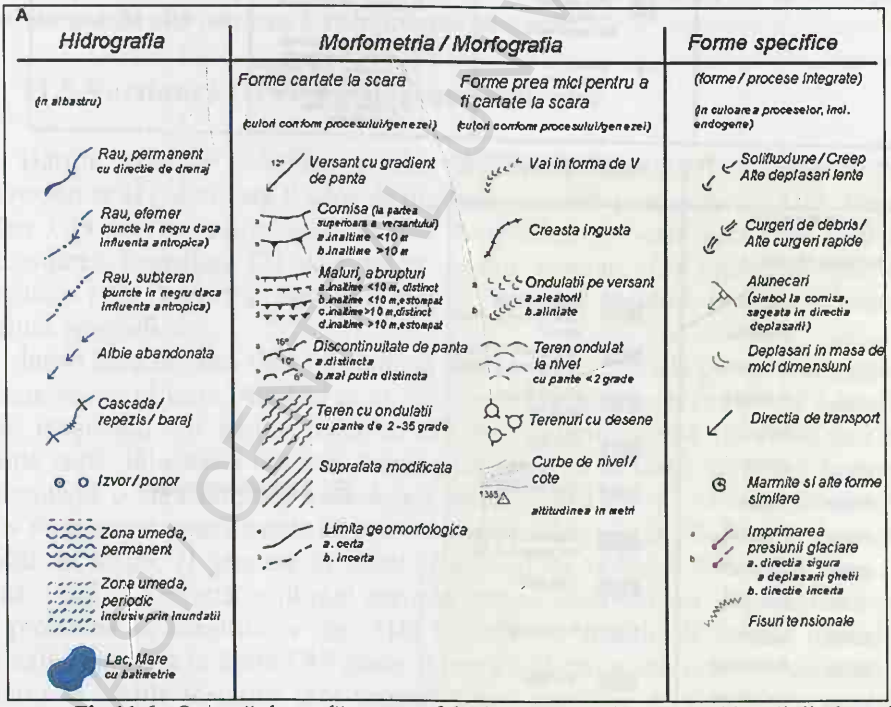


Fig.11.6. O nouă legendă geomorfologică. Acest sistem combină linii, haşuri, simboluri, litere şi cifre cu gama de culori. Legenda flexibilă face posibil să se includă un şir mai mare de parametri geomorfologici decât precedentele sisteme de cartografiere (Gustavsson et al., 2006).

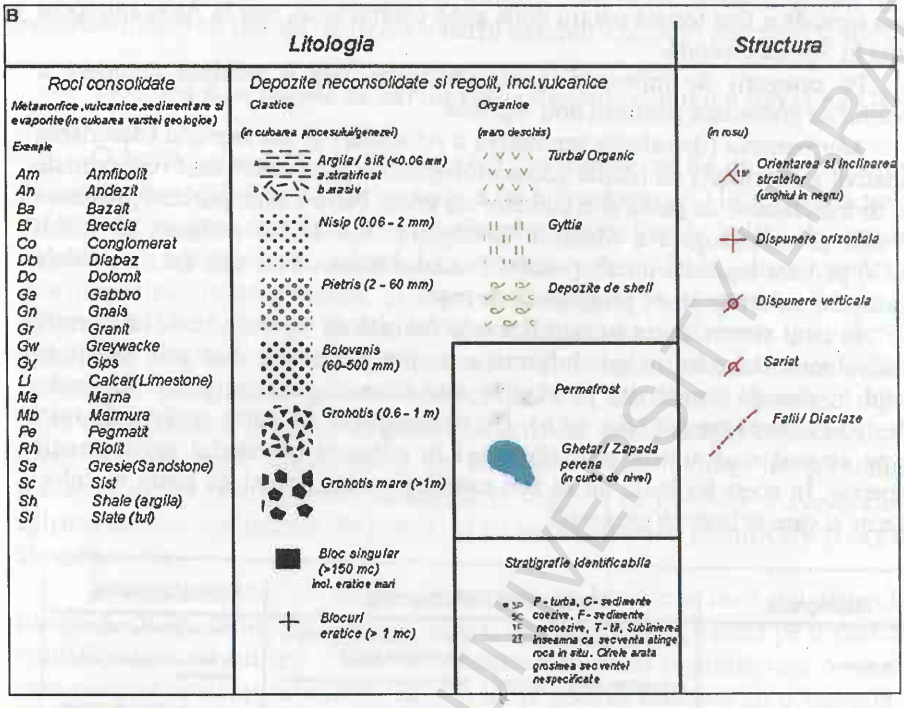


Fig.11.6. (continuare)

BCU "A. I. CUZA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Hidrografia este redată prin culoarea albastră, la fel ca pe multe alte hărți, dar mult mai simplificat, prin linii, areale și simboluri.

Litologia este subdivizată în roci dure și materiale neconsolidate. Tipul de roci in situ este redat prin litere, vârsta prin culori, iar rocile neconsolidate prin simboluri. Prin combinația celor trei se pot reprezenta o multitudine de situații din teren.

Elementele structurale și tectonice sunt redate prin culoarea roșie pentru procese endogene și simboluri distincte pentru falii, fracturi, anticlinale etc.

Vârsta este redată prin culoare prin coduri de litere, urmărind scara timpului geologic, model Elsevier.

Geneza/procesul geomorfologic este exprimat prin culoare. De altfel, întregul sistem de cartografiere propus este bazat pe geneza formelor de relief (fig. 11.6). Clasificarea include un grup de procese endogene, tectonice și vulcanice, redate în culoare roșie; mișcările în masă în culoarea maro, peisajul modificat prin meteorizare, inclusiv carst, prin portocaliu; procesele fluviale în verde, cele glaciofluviale în verde oliv. Procesele marine și lacustre în turcoaz, glaciare în violet, periglaciare în roz, eoliene în galben, biogene în maro deschid și, în sfârșit, cele antropice în negre. Culorile sunt alese astfel ca să fie ușor deosebite una de alta pentru a fi recunoscute pe hartă.

11.5.Versiunea GIS a hărții geomorfologice

Hărțile produse conform noului sistem de cartografiere propus de Gustavsson et al (2006) pot fi ușor de digitizat, analizat și reprodus în GIS. Baza de date GIS conține patru tipuri de date geografice: (1) date vectoriale pentru reprezentarea formelor; (2) date raster pentru imagini; (3) rețele neregulate triangulate (RNT) pentru suprafețe și (4) adrese și locatori pentru definirea pozițiilor geografice.

Într-o bază de date GIS există două moduri în care datele pot fi structurate: ca strate sau ca obiecte. Abordarea pe strate este cea mai obișnuită și are o lungă istorie moștenită din hărțile tematice ce arată diferite forme de relief într-o anumită zonă. În această opțiune, datele sunt separate în strate tematice, fiecare reprezentând o caracteristică a aceluiași areal. Abordarea pe obiecte care este relativ nouă structurează datele ca obiecte și grupe de obiecte. Aici datele nu sunt separate în strate, ci grupate în clase și ierarhii de obiecte. Avantajul acestei abordări este că reflectă mult mai apropiat lumea reală dar are dezavantajul că sunt probleme la construirea unui GIS lucrativ. În funcție de scopul urmărit, informația selectată în harta GIS poate fi extrasă și procesată pentru prezentarea în culori în hărțile tematice care acoperă tipuri specifice de date, de exemplu, hărți morfogenetice sau ale hazardelor naturale. În cazul realizării unei hărți geomorfologice generale ce acoperă întreg aspectul științific al geomorfologiei, softurile GIS de astăzi au limitări în prezentarea grafică. Motivul este că grafica este în principal bazată pe folosirea culorilor și o varietate de linii și simboluri.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Versiunea GIS prezentată în acest exemplu este dezvoltată de ESRI ArcGIS (www.esri.com) din cauză că acest sistem este larg folosit şi permite o utilizare avansată a datelor. Datele vectoriale în harta GIS sunt în conformitate cu poligoanele ce reprezintă elementele formelor de relief folosite în harta geomorfologică bazată pe cartografierea în teren cu unele adaptări. Simbolurile sau liniile ce reprezintă procese geomorfologice pe hartă sunt convertite în areale. Arealele apoi conţin informaţii despre procese şi fac legătura cu unele forme de relief şi procese prezentate ca simboluri pe hărţile originale, de exemplu, ravenele mici ar putea fi transferate pentru a deveni date-poligon. Alte simboluri ar putea fi digitizate ca puncte sau ar putea fi excluse. Informaţia hidrografică şi infrastructurală este de asemenea digitizată ca vectori ce formează poligoane, linii sau puncte. Altă adaptare este că limitele distincte între elementele formelor de relief sunt întotdeauna trasate. Fiecare poligon, linie sau punct este apoi legat de tabele cu date ce prezintă informaţii suplimentare asupra fenomenelor specifice.

Întrucât harta originală în noul sistem de cartografiere separă informaţia privind hidrografia, morfometria, morfografia, litologia, geneza şi procesele geomorfologice, conversia în baza de date GIS este uşor de făcut; astfel, în harta GIS informaţia este grupată în teme separate privind hidrografia, morfologia, roci litifiate sau non-litifiate, geneză şi proces. Transformarea în GIS implică astfel un minim de schimbări faţă de sistemul bazat pe cartografierea în teren.

În plus la prezentarea schiţată mai sus, baza de date GIS stochează informaţii asupra proprietăţilor subsuprafeţei cum ar fi secvenţele stratigrafice şi coloanele litologice. Această informaţie adăugată în baza de date este în legătură cu poziţiile eşantionărilor geografice şi apare sub formă de tabele sau cifre „pop-up" pe harta digitală. Pentru a oferi utilizatorului o viziune completă asupra peisajului geografic, harta geomorfologică originală este inclusă ca o imagine raster şi pot fi adăugate imagini raster suplimentare ca fotografii aeriene ortografice pentru analize, corelaţii sau în scopuri de orientare.

11.6. Exemple

11.6.1. Harta geomorfologică în sistem GIS, versiunea Condorachi (2006)

Independent de realizarea echipei suedeze, în România a fost făcută o încercare de realizare a hărţii geomorfologice generale în concepţie GIS de către Condorachi (2006) (fig. 11.7). O altă încercare a fost publicată de Mihai (2005) cu aplicaţie la Munţii Timişului (Carpaţii Curburii), dar calitatea reproducerii nu ne-a permis să o putem analiza în detaliu şi nici autorul nu insistă foarte mult asupra metodologiei. În schimb, aplicaţiile numeroase de geomorfologie aplicată în sistem GIS ale lui Mihai (2005) au fost deseori citate în lucrarea noastră.

Revenind la Condorachi (2006), observăm că autorul acordă un spaţiu metodologic strict legat de tehnica GIS de realizare a hărţii şi o publică în condiţii grafice bune, ceea ce ne-a permis să reproducem aici o parte din aceasta. În ce ne priveşte, nu ne propunem să discutăm legenda, simbolistica, maniera de

privește, nu ne propunem să discutăm legenda, simbolistica, maniera de clasificare genetică a formelor de relief care sunt oarecum contradictorii (fig. 11.7b). Salutăm această hartă ca prima încercare românească consistentă de realizare în tehnică GIS a hărții geomorfologice pentru o anumită zonă din România.

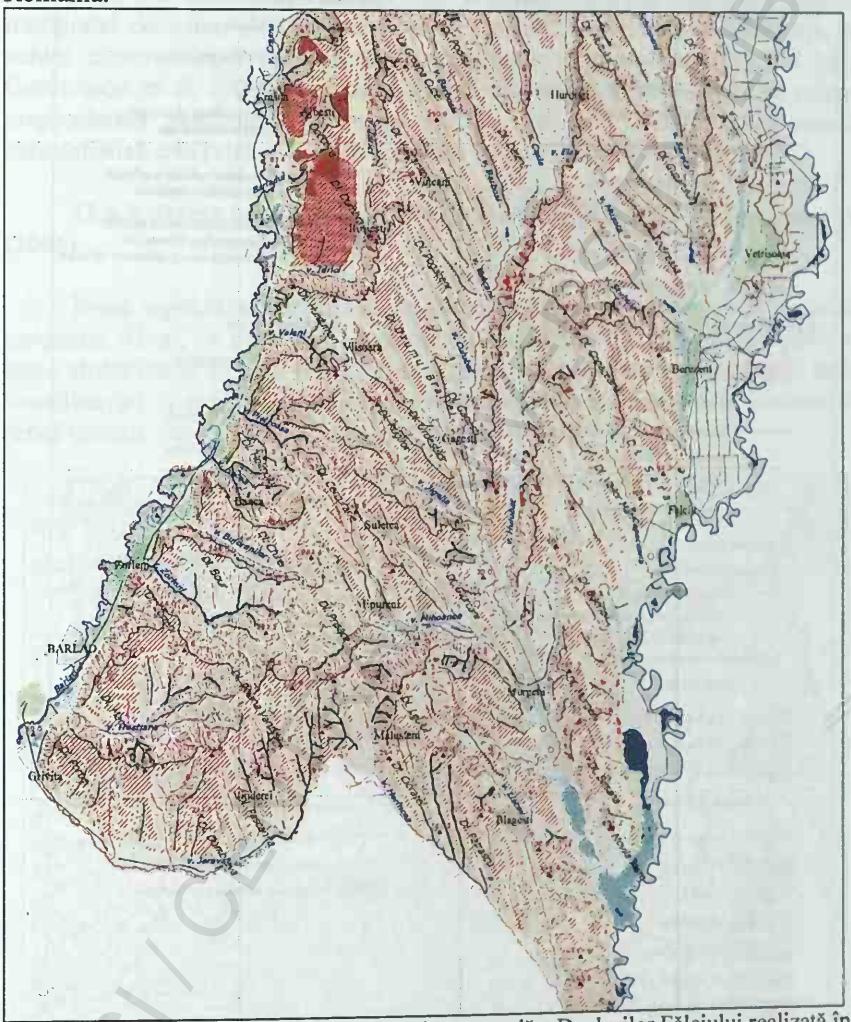


Fig. 11.7a. Extras din Harta geomorfologică generală a Dealurilor Fălciului realizată în tehnică GIS (Condorachi, 2006).

Din textul foarte succint care însoțește harta, autorul arată că realizarea ei s-a bazat pe hărți topografice în scara 1:50 000 și 1:25 000, imagini SPOT și LANDSAT și cercetări de teren. Harta a fost realizată în format vectorial, iar fundalul reprezintă o imagine raster pentru iluminarea reliefului (folosită pentru a

da mai multă plasticitate hărții). Au fost realizate 25 de strate tematice pentru fiecare formă de relief şi proces geomorfologic.

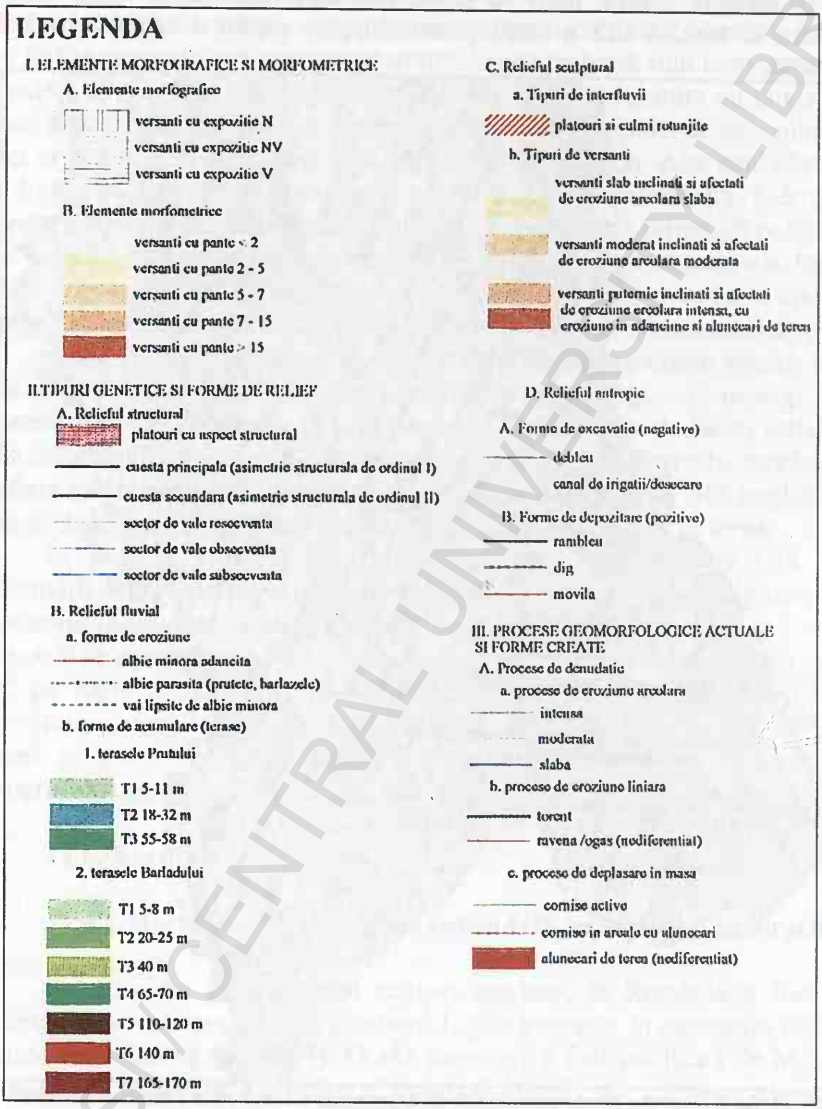


Fig. 11.7b. Legenda hărții geomorfologice, varianta Condorachi (2006).

Semnele convenționale au fost realizate separat. Softul GIS permite şi crearea unei baze de date pentru fiecare element, conținând informații reale din teren (suprafață, lungime, număr, sumă, procente etc). Suprapunerea tuturor acestor straturi tematice într-o ordine favorabilă vizualizării lor complete rezultă

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

într-un ansamblu care reprezintă harta geomorfologică generală (fig. 11.7a). În sumar, putem spune că, metodologic, Condorachi (2006) urmează aceiaşi paşi ca şi Gustavsson et al (2006), cu deosebirea că aceştia din urmă se preocupă de simplificarea simbolisticii hărţii geomorfologice. Harta lui Condorachi (2006), chiar dacă este realizată în tehnică GIS, are mare asemănare cu harta realizată tradiţional de Ichim (1979), în sensul că fundalul este dat de morfometrie, iar ochiul cititorului percepe mai întâi acest acest element. Or, în cazul hărţii Gustavsson et al. (2006), aşa cum vom vedea mai jos, elementul de culoare preponderent este dat de geneza formelor de relief, astfel încât această caracteristică este prima dată citită pe harta geomorfologică.

11.6.2. Harta geomorfologică în sistem GIS, versiunea Gustavsson et al (2006)

Noua legendă a fost testată de autori în două areale deosebite ca peisaj geografic. Unul, în zona văii superioare a Gamperdonei în Alpii Europeni, de mare altitudine şi în mod repetat supus glaciaţiei în Pleistocen şi altul, în sudul Scandinaviei, o zonă de altitudine moderată cu o varietate genetică de forme de relief (eolian, fluvial, glaciofluvial, lacustru).

Fig. 11.8. Harta geomorfologică în noul sistem de cartografiere GIS pentru zona Gamperdona alpină. Harta trebuie citită cu ajutorul fig. 11.6 (Gustavsson et al. 2006).

Primul areal reprezintă un perimetru de 1,6 pe 2 km între 1240 şi 2150 m altitudine. Curbele de nivel redate prin culoare gri au echidistanţa de 20 m. În ansamblu, regiunea investigată reflectă o structură litologică complexă pe care s-au imprimat procesele glaciare pleitocene (în culoare violet), precum şi modificările postglaciare (periglaciare în roz, fluviale în verde ş.a.m.d). Aşa se face că din prima privire aruncată asupra hărţii realizăm care este distribuţia genetică a formelor de relief. Dacă accentul s-ar fi pus pe morfometrie, ca în cazul Ichim sau Condorachi, culoarea dominantă ar fi fost maro închis, dată de o geodeclivitate foarte mare a versanţilor. Or, culorile dominante sunt violet şi roz, cele care înfăţişează procesele de natură glaciră şi periglaciară caracteristice pentru acest areal alpin. Sunt cartate de asemenea depozitele superficiale (ca textură şi geneză), fie că sunt morene, grohotişuri, deluvii, depozite aluviale. Din loc în loc este precizată direcţia şi înclinarea pantelor (fig. 11.8).

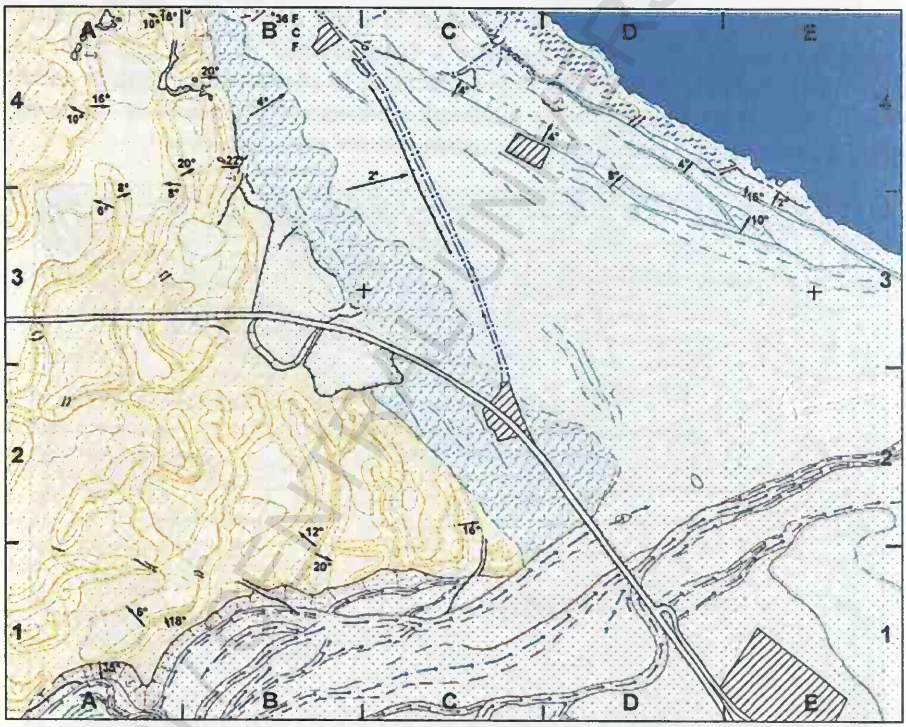


Fig. 11.9. Harta geomorfologică în noul sistem de cartografiere GIS pentru zona Bonas, Suedia mijlocie. Harta trebuie citită cu ajutorul fig. 11.4 (Gustavsson et al. 2006).

Cel de al doilea areal reprezintă o suprafaţă de aceeaşi dimensiune ca prima (1,6 pe 2 km), cu altitudini între 160 m şi 190 m, iar echidistanţa curbelor de nivel este de 5 m. Regiunea a fost acoperită de calota glaciară în Pleitocen, după care a fost modelată glaciofluvial şi eolian. Aşa se face că există două culori dominante

(verde oliv, reprezentând suprafața deltei glaciofluviale şi galben, reprezentând modelarea eoliană sub formă de dune transversale a nisipurilor). La aceste culori se adaugă turcoazul pentru suprafețele sedimentelor lacustre, verdele pentru modelarea fluvială, negru pentru cea antropică şi maro pentru cea biogenă (de ex, micile turbării).

Fără îndoială, aceste realizări cartografice pot stârni numeroase comentarii critice cum ar fi de exemplu, prea mult accent pe tipul depozitelor superficiale şi prea puțin accent pe simbolistica formelor de relief (de exemplu, în harta Ichim sunt cartate nu mai puțin de 9 tipuri de culmi prin tot atâtea simboluri). Dar Gustavsson et al (2006) tocmai aceasta doresc să evite, încărcarea hărții cu prea numeroase simboluri greu de citit.

Oricum, după părerea noastră, cel mai important aspect al acestor hărți în tehnică GIS este baza de date care le însoțeşte şi posibilitatea de a combina straturile tematice după scopul final al cercetătorului (dacă se doreşte un accent mai mare pe morfografie, pe geodeclivitate, pe procese actuale, pe hazarde sau risc geomorfologic – acesta se poate obține cu uşurință odată ce întreg ansamblul de cunoaştere asupra unei regiuni este transferat în tehnica GIS).

Problema care rămâne este aceea asupra modului de prezentare grafică a unor asemenea lucrări care să poată fi utilizată mai departe. Tehnica de reproducere a liniilor, simbolurilor, culorilor este încă rămasă în urmă, astfel că o muncă valoroasă şi într-o cantitate impresionantă ca aceea depusă de Mihai (2005) nu poate fi exploatată de alți utilizatori din cauza limitărilor grafice date de tehnica de reproducere poligrafică.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie

AMADIO V., AMADEI M., BAGNAIA R., BUCCI D., LAURETI L., LISI A., LUGERI F., LUGERI N. (2002), *The Role of Geomorphology in Landscape Ecology: The Landscape Unit Map of Italy, Scale 1:250.000 (Carta Della Natura Project),* Applied Geomorphology: Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

AMĂRIUCĂI M. (2000), *Şesul Moldovei extracarpatice dintre Păltinoasa şi Roman. Studiu geomorphologic şi hidrologic,* Edit. Carson, Iaşi.

AMBĂRUŞ D. (2007), *Cercetări privind evoluţia proceselor erozionale şi amenajărilor pentru atenuarea lor, funcţie de dinamica categoriilor de folosinţă de pe terenurile în pantă*, Rezumatul tezei de doctorat, Facultatea de Hidrotehnică, Universitatea Tehnică „GH.Asachi" Iaşi.

AMIRAN D.H.K., SCHICK A.P. (1961), *Geographical conversion tables.* Zurich, Intenational Geographical Union.

ARGHIRIADE C. (1977), *Rolul hidrologic al pădurii,* Edit. „Ceres", Bucureşti.

ARGHIRIADE C., ABAGIU P., CEUCA G., BĂLANICĂ T. (1960), *Contribuţii la cunoaşterea rolului hidrologic alm pădurii,* Studii şi Cercet., seria I-a, vol. XX, ICF, Edit. Agro-Silvică.

ARMAŞ IULIANA (1999), *Bazinul hidrografic Doftana. Studiu de geomorfologie,* Edit. Enciclopedică, Bucureşti.

ARMAŞ IULIANA, DAMIAN R. (2001), *Cartarea şi cartografierea elementelor de mediu,* Edit. Enciclopedică, Bucureşti.

ARMAŞ IULIANA (2003), *Risc şi vulnerabilitate. Metode de evaluare aplicate în geomorfologie,* Editura Universităţii Bucureşti.

ARMAŞ IULIANA (2006), *Risc şi vulnerabilitate. Metode de evaluare aplicate în geomorfologie,* Editura Universităţii din Bucureşti, 200 p.

ARMENCEA GH., MARINESCU GH., STOICESCU HEDA, LUP I. (1980), *Aspecte ale prognozei procesului de coborâre al albiei râurilor aval de baraje*, Hidrotehnica, 25, 2, Bucureşti.

AULITZKY H. (1974), *Endangered alpine regions and disaster pre- vention measures*, Council of Europe. Nature and Environment, Series No. 6, Strasbourg.

AYALA-ALCANTARA I. (2002), *Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries,* Geomorphology, 47, Elsevier.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

BAADE J., REKOLAINEN S. (2006), *Existing Soil Erosion Data Sets, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

BALLY R.T., STĂNESCU P. (1971), *Alunecările de terenuri. Prevenire şi combatere,* Edit. "Ceres", Bucureşti.

BARBU I., CENUŞĂ R. (1987), *Asigurarea protecţiei arboretelor de molid împotriva doborâturilor şi rupturilor de vânt şi zăpadă,* ICAS Seria II, Bucureşti.

BAZZOFFI P., GOBIN A. (2006), *Agro-environment Measures and Soil Erosion in Europe,* Soil in Europe, Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

BĂCĂUANU V. (1968), *Câmpia Moldovei. Studiu geomorphologic,* Edit. Academiei, Bucureşti.

BĂLOIU V. (1980), *Amenajarea bazinelor hidrografice şi a cursurilor de apă,* Edit. Ceres, Bucureşti.

BĂLOIU V., IONESCU V. (1986), *Apărarea terenurilor agricole împotriva eroziunii, alunecărilor şi inundaţiilor,* Edit. „Ceres", Bucureşti.

BĂLTEANU D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie,* Edit. Academiei Române, Bucureşti .

BĂLTEANU D. (1992), *Natural hazards in Romania,* Revue Roum. De Geographie, t 36, 47-55.

BĂLTEANU D., TALOESCU IULIANA (1978), *Asupra evoluţiei ravenelor. Exemplificări din dealurile şi podişurile de la exteriorul Carpaţilor,* S.C.G.G.G., S. Geografie, T. XXV, Ed. Academiei, Bucureşti.

BĂLTEANU D., DINU MIHAELA, CIOACĂ A. (1989), *Hărţile de risc geomorfologic, Exemplificări din Subcarpaţii şi Piemontul Getic,* Studii şi Cercetări de Geografie, 36.

BĂLTEANU D., APOSTOL RĂDIŢA (2001), *Hazarde naturale şi antropogene,*Ed. Corint, Bucureşti.

BĂLTEANU D., URŞANU ANA(2004), *Evoluţia utilizării terenurilor în România.* Comunicare la Simpozionul „Calitatea mediului şi utilizarea terenurilor", Suceava, mai 2004.

BĂLTEANU D., ŞERBAN MIHAELA (2005), *Modificări globale ale mediului,* Editura Coresi, Bucureşti.

BĂLTEANU D., CHEVAL S., ŞERBAN MIHAELA (2005), *Evaluarea şi cartografierea hazardelor naturale şi tehnologice la nivel local şi naţional.Studii de caz,* Institutul de Geografie al Academiei Române, Bucureşti.

BĂLUICĂ D. (1980), *Efectul lucrărilor de amenajare a unor bazine hidrografice torenţiale mici,* ICAS, s.II, Bucureşti.

BĂNCILĂ I., FLOREA M.N., FOTA D., LAZĂR F., MOCANU G., GEORGESCU M., MOLDOVEANU T., MUNTEANU ALA, PRIVIGHETORIŢA C., VĂDUVA C., ZAMFIRESCU F. (1980) – *Geologie inginerească*, 2 vol. Edit. Tehnică, Bucureşti.

BCU CLUJ-UNIVERSITY LIBRARY

BĂTINAŞ R. (2004), *Riscurile generate de activităţile miniere în perimetrul Exploatării Roşia Montană – Implicaţii hidrice environmentale,* Riscuri şi catastrofe nr. 1 (editor V. Sorocovschi), Univ. Babeş-Bolyai, Cluj_Napoca.

BÂNDIU C., CENUŞĂ R., GRAPINI V., BARBU I., SEGHEDIN T., PALAMARU V. (1991), *Cercetări ecologice în Munţii Călimani (Carpaţi),* Memoriile secţiilor ştiinţifice, 1, 1989, Editura Academiei Române, Bucureşti.

BEGIN Z. B., SCHUMM S. A. (1979), *Instability of alluvial valley floors: a method for its assessment,* Transactions of the ASAE, 22.

BERGER A.R. (1996), *The geoindicator concept and its application.* In: Berger AR, Iams WJ editori. Geoindicators: assessing rapid environmental changes in earth systems. A.A. Balkema, Rotterdam, 1 -14.

BESCHTA L. R. (1984), *River Channel Responses to Accelerated Mass Soil Erosion,* Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, 7-11 May 1984, Univ. of Hawaii, Honolulu.

BIALI GABRIELA (2003), *Monitorizarea proceselor erozionale pe spaţii întinse folosind tehnica Sistemelor Informationale Geografice (GIS),* Raport de cercetare grant, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iaşi.

BIRD E.C.F. (1986), *Potential effects of sea level rise on the posed on the coast of Australia, Africa and Asia,* In: J.G. Titus (ed), Effects of Changes in Stratospheric Ozone and Global Climate.UNEP/USEPA, Washington DC.

BÎDILIŢĂ FLORINA, BÎDILIŢĂ V. (2004), *Sursele de aluviuni şi efluenţa aluvionară în bazinul hidrografic Nimăieşti (Crişu Negru),* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, Sect. Geografie, anul XIII, Suceava.

BLONG R.J. (1985), *Gully sidewall development in New South Wales, Australia,* Soil Erosion and Conservation, S.A. El – Swaifs, W.G. Moldenhauer editori, Soil Conservation Society of America

BLONG R.J., GRAHAM O.P., VENESS J.A. (1982), *The role of side wall processes in gully development some N.S.W. examples*, Earth Surface Process. And Landfs., vol. 7.

BOARDMAN J., POESEN J. (2006), *Soil Erosion in Europe: Major Processes, Causes and Consequences,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

BOARDMAN J., VERSTRAETEN G., BIELDERS C. (2006), *Mudady Floods, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

BOGDAN OCTAVIA (1992), *Asupra noţiunilor de hazarde, riscuri şi catastrofe meteorologice/climatice,* St. Cercet. Geogr. XXXIX, Bucureşti

BOGDAN OCTAVIA, NICULESCU ELENA (1999), *Riscurile climatice din România* (ed. Octavia Bogdan), Academia Română, Bucureşti.

BOJOI I., BRÂNDUŞ C. (2000), *Terenurile cu exces de umiditate din Podişul Moldovei,* Terra, anul XXX(L), nr. 2, Bucureşti.

BONDAR C., STATE I., ROVENTA V. (1973), *Marea Neagră în zona litoralului românesc. Monografie hidrologică,* IMH, Bucureşti.

BONDAR C., STATE I., DEDIU R., SUPURAN I., VAŞLABAN G.,. NICOLAU G. (1980), *Date asupra patului albiei Dunării în regim amenajat pe sectorul cuprins între Baziaş şi Ceatal Izmail,* Studii şi cercetări de hidrologie, XLVIII.

BONDESAN M., RUSSO P., GATTI M. (2002), *Vertical Ground Movement in the Eastern Po Plain, Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

BRABB E.E., PAMPEYAN E. H., BONILLA M.G. (1972), *Landslide susceptibility in San Mateo County, US Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF360.*

BRADFORD J.M., PIEST R.F. (1977), *Gully wall stability in loess / derived alluvium,* Soil Science Soc. of Am. Jour, vol. 41, nr. 1.

BRADFORD J.M., PIEST R.F. (1980), *Erosional development of valley-bottom gullies in the upper mid western United States,* D.R. Coates, J.D. Vitek editori, Threshold in Geomorphology, Allen and Unwin, London.

BRAVARD P. J., LANDON N., PEIRY L. J., PIÉGAY H. (1999), *Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bed load transport, examples from French rivers,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

BRÂNDUŞ C. (1984), *Dinamica talvegului râului Moldova în avale de Timişeşti*, Bul.şt., secţ. Geogr., Institutul de Învăţământ Superior Suceava.

BREIER ARIADNA, ROŞCA DIANA (1985), *Quelques résultats concernant l'étude des sources d'aluvions et de l'effect exerce par les travaux d'amenagement antiérosionnel en petits bassins,* in vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătăţiri funciare", Bucureşti.

BRESSON MARTE-LOUIS, Le BISSONNAIS Y., ANDRIEUX P. (2006), *Soil Surface Crusting and Structure Slumping in Europe,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

BREWER A.P., MACKLIN G.M., BĂLTEANU D., COULTHARD T., DRIGA B., HOWARD J.A., ZAHARIA S., ŞERBAN MIHAELA (2000-2001), *Impactul accidentelor tehnologice din ianuarie şi martie 2000 asupra mediului din Bazinul Superior al Tisei, jud. Maramureş,* St. Cercet. De geografie, T. XLVII-XLVIII, Bucureşti

BRIDGE S.J. (2003), *Rivers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Record,* Black well Publishing.

BROMHEAD E., DIXON N., IBSEN M.L. (2000*), Landslides in research, theory and practice*, vol.2, Kingston University, UK.

BROWN A.E., ZHANG L., MCMAHON T.A., WESTERN A.W., VERTESSY R.A.(2005), *A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation,* Journal of Hydrology, 310, 28-61.

BRUNSDEN D., DOORNKAMP J. C., FOOKES P. G., JONES D. K. C., KELLY J. M. H. (1975). *Geomorphological mapping techniques in highway engineering*. Jl. Inst. Highway Engrs. 21.

BCU ASTRA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BRUNSDEN D., PRIOR D.(editori) (1984), *Slope instability*. Ed. John Wiley & Sons.

BRUNSDEN D., MOORE R. (1999), *Engineering geomorphology on the coast: lessons from west Dorset,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

BUDDEMEIER R.W., SMITH S.V. (1988), *Coral reef growth in an era of rapidlz rising sea level: predictions and suggestions for long-term research,* Coral Reef, 7, 51-56.

BUDUI V. (2002), *Utilizarea SIG în studiul caracteristicilor reliefului. Aplicații în Podișul Central Moldovenesc dintre Stavnic și Siret,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, Secț. Geografie, an XI, Suceava.

BULL W.B. (1975), *Allometric change of landforms,* Bull. Of the Geological Society of America, 86.

BULL W.B., KIRKBY M.J. (1997), *Gully processes and modeling*, Progress in Physical Geography, 21,3.

BUNGE M. (1984), *Știință și filozofie*, Ed. Politică, București.

BUNTE K., ABT R. S. (2001), *Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wad able Gravel, and Cobble-Bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring,* General Technical Report RMRS-GTR-74, USDA.

BURGER, C. K., DEGENHARDT, J. J.(Jr), GIARDINO, J. R., *Engineering geomorphology of rock glaciers,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

BURDULEA-POPA ALINA (2007), *Geomorfologia albiei minore a râului Siret pe teritoriul României*, Teza doctorat, Universitatea „Al.I.Cuza" Iași.

BUSH D.M., NEAL W.J., YOUNG R.S., PILKEY O.H. (1999), *Utilization of geoindicators for rapid assessment of coastal-hazard risk and mitigation,* Ocean & Coastal Management 42, 647-670.

CAHOON D.R., FENCH J.R., THOMAS S, REED D.J., MOLLER I. (2000), *Vertical accretion versus elevational adjustment in UK salt/marshes: an evaluation of alternative methodologies*. In Pye K, Allen JRL (editori), Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarcheology, Geological Society, London, Special Publication 175.

CARRARA A., MERENDA L. (1976). *Landslide inventory in northern Calabria, southern Italy*. Geological Society of America Bulletin, 87, 1153–1162.

CARRARA A., CATALANO E., SORRISO-VALVO M., REALI C., OSSI I. (1978), *Digital terrain analysis for land evaluation*, Geologia Applicata e Idrogeologia, 13, 69-127.

CARRARA A., CARDINALI M., DETTI R., GUZZETTI G., PASQUI V. & REICHENBACH P. (1991), *GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard.* Earth Surface Processes and Landforms, 16, p. 427-445.

CASADEI M., FARABEGOLI E. (2002), *Estimation of the Effects of Slope Map Computing on Shallow Landslide Hazard Zonation: a Case History in*

the Northern Apennines (Italy), Applied Geomorphology: Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

CASTALDINI D., GENTILI B., MATERAZZI M., PAMBIANCHI G. (editori), (2003), Proceedings VIII Italian-Romanian Workshop on Geomorphology „*Geomorphological sensitivity and system response*", Camerino, Modena, Italia.

CATANI F., FANTI R., MORETTI S. (2002), *Geomorphologic Risk Assessment for Cultural Heritage Conservation, Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

CĂLINOIU MARIA, PARASCHIVESCU GABRIELA, UNGUREANU C. (1988). *Inflența factorilor antropici asupra formării și valorificării acumulărilor de nisipuri și pietrișuri în R.S. România.* Lucr. Celui de al II-lea Simpozion "Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

CENDRERO A., FRANCÉS E., DÍAZ DE TERÁN J.R.(1992), *Geoenvironmental units as a basis for assessment, regulation and management of the earth's surface*, In: A. Cendrero, G. Lüttig and F. Ch. Wolff (eds.) Planning the use of the Earth's surface. Springer Verlag, Berlin - N. York: 199-234.

CENUȘĂ R. (2002), *Cercetări privind influența pădurii montane în modelarea principalilor parametri meteo-climatici (temperaturi, umiditate atmosferică, precipitații),* Raport de cercetare, Tema A19/2002, Stațiunea Experimentală de Cultura Molidului, Câmpulung Moldovenesc.

CERDAN O., POESEN J., GOVERS G., SABY N., Le BISSONAIS I., GOBIN A., VACCA A., QUINTON J., AUERSWALD K., KLIK A., KWAAD M.F., ROXO J.M. (2006), *Sheet and Rill Erosion,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

CERCHEZ S. GHIORGHIESCU P. (1980), *Exploatarea centralelor hidroelectrice,* Editura tehnică, București.

CHESTER K.D. (2002), *Overview: Hazard and Risk, Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

CHIRIAC V., FILOTTI A., TEODORESCU I. (1976), *Lacuri de acumulare,* Edit. "Ceres", București.

CHIRIAC V., FILOTTI A., MANOLIU I. (1980), *Prevenirea și combaterea inundațiilor*. Edit. Ceres, București.

CHIRICĂ I. (1992), *Scurgerea solidă pe fluviul Dunărea cu privire asupra modificărilor survenite după executarea unor lucrări hidrotehnice în bazinul hidrografic,* Lucr. Celui de al IV-lea Simpozion "Proveniența și Efluența aluviunilor", Piatra Neamț.

CHORLEY R.J. (1962), *Geomorphology and general systems theory,* U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 500/B.

CHORLEY R.J., KENNEDY B. (1971), *Physical Geography A system approach,* Prentice Hall Int. Inc., London.

CHORLEY R.J., SCHUMM S.A., SUGDEN D.E. (1985), *Geomorphology*, Methuen, London.

CHUNG F.G., KOSIMA H., FABBRI T. (2002), *Stability Analysis of Prediction Models for Landslide Hazard Mapping, Applied Geolorphology:* Theory and practice, Edited by R.J. Allison, J. Wiley & Sons, Ltd.

CHURCH M., MARK D.M. (1980), *On size and scale in geomorphology,* Progress in Physical Geography, 4.

CHURCH M.A., MC LEAN D.G., WOLCOTT J.E. (1987), *River bed gravels: smpling and analysis in sediment transport in gravel Bed Rivers, in* CR Thorne, J.C. Bathurst şi R.D. Hey editori, *Sediment Transport in Gravel Bed Rivers,* JohnWiley & Sons, London.

CHURCH M., JONES D. (1982). *Channel bars in gravel-bed rivers*. In: Hey, R. D., Bathurst, J. C. & Thorne, C. R. (eds) Gravel-bed rivers, Wiley, 291–324.

CIOACĂ A. (1996), *Evaluarea vulnerabilităţii terenurilor afectate de procese geomorfologice actuale,* Analele Univ. „Ştefan cel Mare", Suceava, vol. V.

CIOACĂ A. (2001), *Efectele activităţilor tehnologice asupra riscurilor geomorfologice în regiunile de extracţie a resurselor naturale ale subsolului*, Revista Geografică, 7, Bucureşti.

CIOACĂ A., DINU MIHAELA (1997), *Efectele activităţilor tehnologice asupra riscurilor geomorfologice în regiunile de extracţie a resurselor naturale ale subsolului*, Revista geografică, T VII, Bucureşti.

CIOACĂ A., DINU MIHAELA (1998), *Restructuring lignite mining in Romania and its environmental effects with special reference to landforms,* Rev. Roum. de Geographie, 42, Bucureşti.

CIOACĂ A., DINU MIHAELA (2001), *Efectele activităţilor tehnologice asupra riscurilor geomorfologice, în regiunile de extracţie a resurselor naturale ale subsolului*, Rev. Geografică, VII, Bucureşti.

CIORTUZ I. (1971), *Cercetări privind tipologia terenurilor degradate din Valea Prahovei,* Rezumatul Tezei de doctorat, Braşov.

CIORTUZ I. (1981), *Ameliorații silvice,* Edit. Did. şi Ped., Bucureşti.

CLINCIU I. (1980), *Orientări moderne în domeniul morfometriei bazinelor hidrografice torențiale,* Rev. Pădurilor, nr. 4, Bucureşti.

CLINCIU I. (1986), *Modele morfometrice şi fundamente matematice statistice în domeniul morfologiei torenților,* Rev. Pădurilor, nr. 2, Bucureşti.

COATES D.R. (1971), *Environmental Geomorphology*, State University of New York, New York, 262 p.

COATES D.R. (1984), *Geomorphology and public policy.* In Costa JE, Fleisher PJ (editori), Developments and aplications of geomorphology, Springer Verlag, Berlin.

COATS R., COLLINS L. (1984), *Streamside Landsliding and Channel Change in a Suburban Forested Watershed: Effects of an Extreme Event,* Symposion and Slope Stability, 7-11 May 1984, Univ. of Hawaii, Honolulu.

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

CONACHER J.A. (2002), *Geomorphology and Environmental Impact Assessment in Relation to Dryland agriculture, Applied Geomorphology: Theory and Practice,* Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

CONDORACHI, D. (2006), *Studiu fizico-geografic al zonei deluroase dintre văile Lohan şi Horincea*, Editura Stef, Iaşi.

CONSTANTINESCU Ş. (2004), *The evolution of Cape Midia's shore sector in the period 1883- 2002,* Revista de Geomorfologie, 6, 103-108.

COOKE R. U., DOORNKAMP J. C. (1990). *Geomorphology in Environmental Management,* Oxford University Press, Oxford.

COSTIN A., APOSTOL A., GAŞPAR S.A., MUNTEANU S.A. (1975), *Studiul privind lucrările de amenajare a bazinelor torenţiale în perioada 1976-2010,* MEFMC, IGSS, Bucureşti.

COTEŢ P. (1973), *Geomorfologia României,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

COTEŢ P. (1976), *Câmpia Română. Studiu de morfologie integrată,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

COTEŢ P. (1978), *O nouă categorie de hărţi – hărţile de risc – şi importanţa lor geografică,* Terra, X, 3.

COULTHARD T. J., KIRKBY M. J., MACKLIN, M. G. (1998), *Non-linearity and spatial resolution in a cellular automaton model of a small upland basin*. Hydrology and Earth System Studies. 2, 257-264.

COX N. J. (1977), *Allometric change in landform discussion,* Bull. Of the Geological Society of America, 88.

CRISTEA I., BRÂNDUŞ C. (2002), *Contribuţii la studiul alunecărilor de teren de pe versantul drept al râului Suceava – Sectorul dintre pârâiele Şcheia şi Cetăţii,* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, Secţ. Geografie, an XI, Suceava.

CRISTESCU C., ROMAN F. (1985), *Unele aspecte privind dinamica albiilor în bazine hidrografice mici,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru îmbunătăţiri funciare", Bucureşti.

CROZIER M. J. (1973), *Techniques for the morphometic analysis of landslips*. Zeitschrift fur Geomorphologie, 17, 78–101.

CROZIER M. J. (1984), *Field assesment of slope instability*, in Brunsden D. şi Prior D. B. editori, *Slope instability*, John Willey & Sons, London.

D'ALESSANDRO L., DAVOLI L., PALMIERI L.E., RAFFI ROSSANA (2002), *Natural and Antropogenic Factors Affecting the Recent Evolution of beaches in Calabria (Italy), Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

De GRAFF J. V., ROMESBURG H.C. (1980), *Regional landslide susceptibility assessment for widland management: A matrix approach,* in D.R. Coates J.D. Vitek edit., *Thresholds in geomorphology,* Allen and Unwin, London.

De OLIVEIRA M.A.T (1990), *Slope geometry and gully erosion development. Bananal Sao Paulo, Brazil*, Zeits. für Geomorphology N.F.34,4.

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

DE PLOEY J. (1991), *The erosional susceptibility of catchment for gullying according to the Es model, Geomorph. Process and Environ.* I.G.U. 21-30 June, Kazan.

DEDKOV A.P., MOZZHERIN V.T., TCHASOVNIKOVA A.E. (1978), *Field station stady of soil creep in the Central Volgaland,* Zeitsch. fur Geomorph., Suppl. 29, Berlin.

DEL MONTE M., FREDI P., PALMIERI L.E., MARINI R. (2002), *Contribution of Quantitative Geomorphic Analysis to the Evaluation of Geomorphological Hazards: Case Study in Italy, Applied Geomorphology, Theory and Practice,* Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

DEMEK J. (editor), (1972), *Manual of detalied geomorphological mapping,* IGU Commission on Geomorphic Survey and Mapping, Academia Praha.

DEMEK J., EMBLETON C. (1978), *Guide to Medium-Scale. Geomorphological Mapping,* E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart.

DIACONU C., LĂZĂRESCU D., MOCIORNIȚA C. (1970), *Aspecte hidrologice ale viiturilor pe unele râuri interioare din primăvara anului 1970,* Hidrotehnica, nr. 12, București.

DIACONU C (1971), *Probleme ale scurgerii aluviunilor pe râurile din România,* St. de Hidrologie, XXX, IMH București.

DIACONU C. (1988), *Râurile de la inundații la secetă,* Edit. Tehnică, București.

DIETRICH W.E., DUNNE T. (1978), *Sediment budget for a small catchments in mountainous terrain,* Zeistch. fur Geomorph., Suppl. 29, Berlin.

DIETRICH W.E., DUNNE T., HUMPHREY F. N., REID M. L. (1982), *Construction of Sediment Budgets for Drainage Basins, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW – 141, United States Dept. of Agriculture.

DINU MIHAELA, SANDU MARIA, CIOACĂ A. (1997), *Modificări antropice ale reliefului în câmpul minier Alunu-Berbești,* St. Cercet. De Geogr., T. XLIV, București.

DIODATO N. (2006), *Modelling net erosion responses to environclimatic changes recorded upon multisecular timescales,* Geomorphology, 80, 3-4.

DIȚOIU VALERIA, HOLBAN NINA (2005), *Modificări antropice ale mediului,* Edit. Orizonturi Universitare, Timișoara.

DOBRE V., MIHNEA I., MIHAIU GH., NEGUȚ N, BĂLTEANU D. (1985), *Modificări actuale ale proceselor geomorfologice legate de lucrările de îmbunătățiri funciare în România,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătățiri funciare", București.

DOBRESCU N. (1988), *Unele aspecte privind dinamica aluviunilor în cadrul sistemelor de irigatii,* Lucr. Celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și efluența aluviunilor", Piatra Neamț.

DONISĂ I. (1968), *Geomorfologia Văii Bistriței,* Edit. Academiei, București.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

DONISĂ .I., HÂRJOABĂ I. (1974), *Terasele Siretului între Roman şi Mărăşeşti,* Analele Şt. Ale Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi, Geogr, Secţ. II-a-C, XX, Iaşi.

DONISĂ I., DONISĂ V. (1998), *GIS-an instrument for zhe documentation of the plan for territory organization and sustainable development,* Analele Şt. Univ. Al.I.Cuza Iaşi, 44-45.

DRĂGAN LIVIA, STĂNESCU P. (1970), *Zonarea erozivităţii pluviale,* Analele ICIFP, Secţ. Pedologie, vol. III (XXXVII), Bucureşti.

DRAGOŞ V. (1957), *Deplasări de teren.* Edit. st., Bucureşti.

DRIGA B., NICULESCU GH., CHENDEŞ V., CĂLIN D., CIUPITU D., ŞERBAN MIHAELA, ZAHARIA S. (2004), *Riscuri şi catastrofe,* nr. 1 (editor V. Sorocovschi), Univ. Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

DRIGA B., NICULESCU GH., ZAHARIA S., CĂLIN D., CHENDEŞ V., CIUPITU D. (2005), *Fenomene de risc produse şi posibile în judeţul Maramureş cu privire specială asupra regiunii Borşa,* Revista Geografică, T. VII, Bucureşti.

DRIGA B., ZAHARIA S. (2004), *Accidentul tehnologic de la Novăţ (jud. Maramureş, 10-11 martie 2000),* Rev. Geogr., T. X, Bucureşti.

DUMA D. (1988), *Influenţe antropice asupra transportului de aluviuni şi dinamicii albiilor râurilor,* Lucr. celui de al II-lea Simpozion "Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamţ.

DUMA D., SÎMBOTIN A. (1990), *Unele consideraţii privind influenţele antropice asupra transportului aluvionar în Delta Dunării,* Lucr. Celui de al III-lea Simpozion "Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamţ.

DUMA S. (1998), *Studiul geoecologic al exploatărilor miniere din zona sudică a Munţilor Apuseni, Munţii Poiana Ruscă şi Munţii Sebeşului,* Edit. Dacia, Cluj-Napoca.

DUMITRIU D. (2007), *Sistemul aluviunilor din bazinul râului Trotuş,* Editura Universităţii Suceava.

DURY G.H.(1970), *General theory of meandering valleys and underfit streams,* in: Rivers and river terraces, G.H. Dury (Ed), Macmillan, Edingburg.

EMBELTON C. (1979), *Nival processes,* In: Embleton C., Thornes J. (editori.), Process in Geomorphology, Edward Arnold, London.

EVANS B. (2006), *Erosion of Uncultivated Land Soil Erosion in Europe,* Editors J. Boardman & J. Poesen, John Wiley & Sons Ltd.

FAULKNER H. (2006), *Piping Hazard on Collapsible and dispersive Soils in Europe,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

FEIER IOANA (2007), *Evoluţia istorică a migrării albiei râului Someşu Cald,* Referat doctorat, Universitatea „Al.I.Cuza" Iaşi.

FLOREA M. (1979), *Alunecări de teren şi taluze,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

FLOREA M. (1980), *Presiunea apei din pori, sufoziunea şi afuierea,* Cap. în Geologie inginerească vol. I (coordonator I. Băncilă), Edit. Tehnică, Bucureşti.

FLOREA M. (1981), *Alunecări de teren.* Cap. în Geologie inginerească, vol. II (coordonator I. Băncilă), Edit. Tehnică, Bucureşti.

FLOREA M. (1996), *Stabilitatea iazurilor de decantare,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

FLOREA N., ORLEANU C., GHITULESCU N., VESPREMEANU R., DRAGU I., GHINEA P., MUCENIC I., MUNTEANU I., NITU I., PARICHI M., PICIU I., TUTUNEA C. AND IANA S. (1976). *Harta Eroziunii Solurilor Romaniei la sc. 1:500,000. Soil erosion map of Romania at a scale 1:500,000* . ISPIF-Bucuresti.

FOCŞA V. (1978), *Accidentarea barajelor*, Hidrotehnica, 23, 5.

FOSTER R.G. (1988), *Modeling soil erosion and sediment yield, Soil Erosion Research Methods,* Editor R. Lal, Soil land Water Conservation Society, Yowa.

GABRIELS D. (2006), *Assessing the Modified Fournier Index and the Precipitation Concentration Index for Some European Countries, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

GARES P.A.,.SHERMAN D.J, NORDSTROM K.F. (1994), *Geomorphology and natural hazards,* Geomorphology, 10, 1-18.

GAŞPAR R. (1974), *Cercetări privind eficienţa hidrologică a lucrărilor de corectare a torenţilor,* Rezum. Tezei de doctorat, Univ. Braşov.

GAŞPAR R., UNTARU E. (1978), *Cercetări privind scurgerea de suprafaţă şi transportul de aluviuni în bazine hidrografice mici, torenţiale, parţial împădurite,* ICAS Bucureşti

GAŞPAR R., UNTARU E., ROMAN F., CRISTESCU C. (1982), *Cercetări hidrologice în bazine hidrografice torenţiale mici,* ICAS, Bucureşti

GAŞPAR R., CRISTESCU C. (1987), *Cercetări asupra scurgerii de suprafaţă şi transportului de aluviuni în bazine hidrografice torenţiale mici parţial amenajate,* ICAS Bucureşti.

GÂŞTESCU P. (1995), *Contributions to the costal zone management in the Romanian sector of the Black Sea,* Rev. Roum. de Geogr, T 39, Bucureşti.

GÂŞTESCU P., DRIGA B (1984), *Long term evolution of the Black Sea Coast in front of the Danube Delta between Sulina and Sf. Gheorghe arms,* Rev.Roum. de Geographie, 28.

GÂŞTESCU P., ŞELARIU O. (1994), *La morphodinamique actuelle du Littoral Roumaine de la Mer Noire,* Rev. Roum. De Geogr, T 38, Bucureşti.

GÂŞTESCU P., DRIGA B (2000), *Managementul zonei de coastă masivă cu exemplificări din România,* Analele Univ. "Spiru Haret", S. Geografie, 3, Bucureşti.

GÂŞTESCU P, ZĂVOIANU I. (2000), *Resursele de apă din România – Stare - Calitate şi management,* Terra, anul XXX(L), nr. 2, Bucureşti.

GENTILI G., GIUSTI E., PIZZAFERRI G. (2002), *Photogrametric Tehniques for the Investigation of the Corniglio Landslide. Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John. Wiley & Sons, Ltd.

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

GIARDINO R. J., MARSTON A. R. (1999), *Engineering geomorphology: an overview of changing the face of earth,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

GILMOUR A.D. (1984), *People, Forests and Erosion – Experiences from the Middle Hils of Nepal, Symposium on Effects of Forest Land Use on erosion and slope Stability, 7-11 May, 1984,* Honolulu.

GILVEAR J. D. (1999), *Fluvial geomorphology an driver engineering: future roles utilizing a fluvial hidrosistems framework,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

GOBIN A., GOVERS G., KIRKBY M. (2006), *Pan-European Soil Erosion Assessment and Maps, Soil Erossion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

GOGORICI ECATERINA, JIANU V., DONCIU C. (1967), *Studiu asupra adâncimilor de îngheț ale solului,* Hidrotehnica, Gospod. Apelor, Meteorol., vol. 12, nr. 6, București.

GOUDIE A.S. (1990, editor), *Geomorphological techniques,* Allen and Unwin, London.

GOUDIE A.S. (1993), *Human influence in geomorphology*, Geomorphology, 37-59, Amsterdam.

GRAF W.L.(1977), *The rate law in fluvial geomorphology.* American Journal of Science, 277, 178 – 191.

GRANT E. G., CROZIER J. M., SWANSON J. F. (1984), *Timber harvest activities on channel morphology,* Symposium on the Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, 7-11 May 1984, Univ. of Hawaii, Honolulu.

GRASU C., CATANA C., MICLĂUȘ CRINA, BOBOȘ I. (1999), *Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză,* Editura Tehnică București.

GRASU C., MICLĂUȘ CRINA, BRÂNZILA M., BOBOȘ I. (2002), *Sarmațianul din sistemul bazinelor de foreland ale Carpaților Orientali,* Editura Tehnică București.

GRASU C., MICLĂUȘ CRINA, ȘARAMET M., SCUTARU C., BOBOȘ I. (2004), *Geologia Bazinului Comăneşti,* Editura Tehnică București.

GRECU FLOARE (1997), *Fenomene naturale de risc geologice și geomorfologice,* Edit. Univ. București.

GRECU FLOARE (2002), *Risk – Prone Lands in Hilly Regions: Mapping Stages, Applied geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, J. Wiley & Sons, Ltd.

GRECU FLOARE, PALMENTOLA G. (2003), *Geomorfologia dinamică,* Editura tehnică, București.

GRECU FLOARE (2004), *Hazarde și riscuri naturale,* Edit. Universitară, București.

GRIGORE M. (1979), *Reprezentarea grafică și cartografică a formelor de relief,* Editura Academiei, București.

BCU CLUJ / UBB CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

GRINSHAW D.L., LEWIN J. (1980), *Source identification for suspended sediment*, J. of Hydrology, 47.

GLYMPH L.M. (1954), *Studio of sediment yields from watersheds*, Int Assoc. Hydrol., Sci. Publ., 36

GUPTA A., AHMAD R. (1999), *Geomorphology and the urban tropics: building on interface between research and usage,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam

GUZZETTI F. CARRARA A., CARDINALI M., REICHENBACH P. (1999), *Landslide hazard evaluation: an aid to a sustainable development*, Geomorphology, 31, Elsevier.

GUSTAVSSON M., KOLSTRUP E., SEIJMONSBERGEN A.C. (2006), *A new symbol-and – GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientic discipline for understanding landscape development,* Geomorphology, 77, 1-2, 90-111.

HAIDU I. (1986), *Analiza seriilor de timp – Aplicatii in hidrologie*, HGA, 1998.

HAIDU I., HAIDU C. (1998), *S.I.G. Analiză spațială*, Editura H.G.A., București. 16.

HAIGH M.J. (2006), *Degradation of reclaimed lands previously disturbed by coal mining in Wales: Causes and remedies*, Land Degradation and Development, 3, 3, 169-180.

HADLEY R.F., LAL R., ONSTAND C.A., WALLING D.E., YAIR A. (1985), *Recent development in erosion and sedimentation yield*, International Hydrological Progr., UNESCO, Paris.

HANSEN A. (1984), *Landslide hazard analysis*, In: Slope instability, editat de D. Brunsden, D. B. Prior. Wiley, New York, 523–602.

HARMAR O.P. 2004, *Morphological and Process Dynamics of the Lower Mississippi*, PhD thesis, University of Nottingham, Marea Britanie.

HARVEY D. M. (1982), *Use of a Physical Model to Determine Effects of Periodic Erosion in Steep Terrain on sediment characteristics and loads, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW-141, United States Dept. of Agriculture

HARBOR J. (1999), *Engineering geomorphology at the cutting edge of land disturbance: erosion and Sediment control on construction sites,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

HÂRJOABĂ I. (1968), *Relieful Culmilor Tutovei,* Edit. Academiei, București.

HÂNCU S. (1976), *Regularizarea albiilor râurilor,* Edit. „Ceres", București.

HEEDE H. B (1984), *Sediment sources Arcas related to Timber Harvest on selected Arizona Watersheds,* Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, 7-11 May 1984 University of Hawaii, Honolulu.

HENDERSON G.S., WITTHAWATCHUTIKUL P. (1984), *The effect of road construction on sedimentation in a forested catchment at Rayong, Thailand.* In: O'Loughlin, C.L., Pearce, A.J. (editori), Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability. IUFRO, Vienna, pp. 247–253.

BCU "STEFAN CEL MARE" IAȘI FEȘA LIBRARY

HOOKE J.M. (1988), *Geomorphology in Environmental Planning*, Wiley and Sons, Chichester, 274 p.

HOOKE J.M. (1999), *Decades of change: contributions of geomorphology to fluvial and coastal engineering and management,* Geomorphology, 31, Elsevier.

HORNBECK J.W., ADAMS M.B., CORBETT E.S., VERRY E.S., LYNCH J.A. (1993), *Long term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA,* Journal of Hydrology, 150, 323-344.

HOSU MARIA (2003), *Impactul activităților miniere asupra reliefului și riscul geomorfologic indus,* Riscuri și Catastrofe vol. II, (editor V. Sorocovschi), Univ. „Babeș-Bolyai" – facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

HUGGETT R.J. (1985), *Earth surface by systems,* Springer Verlag, Berlin.

HURJUI C. (2000), *Rolul rocilor sedimentare în morfologia și dinamica ravenelor. Studii caz din Podișul Moldovenesc*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea "Al. I. Cuza" Iași.

IANOȘ I. (1994), *Riscul în sistemele geografice*, SC GGG, seria Geografie, XLI, 19-27.

IANOȘ I. (2000), *Sisteme teritoriale. O abordare geografică,* Edit. Tehnică, București.

ICHIM I. (1979), *Munții Stânișoara. Studiu geomorfologic.* Ed. Academiei, Bucuresti.

ICHIM I. (1982), *Să prețuim cercetarea geomorfologică,* Era socialistă, LXII,6.

ICHIM I. (1985), *The Effects of the hydro technical management on the Bistritza River channel morphology,* In vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătățiri funciare", București.

ICHIM I. (1993), *Geomorfologia în pragul mileniului trei,* Terra, XXV (XLVIII), 1- 4, București.

ICHIM I. (1988), *Semnificația mărimii suprafeței bazinului hidrografic în dinamica proceselor fluviale,* Hidrotehnica 33, 3 București.

ICHIM I., BOJOI I. (1970), *Accelerarea modelării reliefului din bazinele hidrografice Pângărați și Oanțu ca urmare a ploii torențiale din ziua de 28 august 1968,* Lucr. Staț. de Cercet. „Stejarul", Pângărați.

ICHIM I., RADOANE M., RADOANE N., SURDEANU V., AMARIUCAI M. (1979). *Problems of meander geomorphology with particular emphasis on the channel of the Bârlad River.* Rev. Roum. St. cerc. geol., geofiz., geogr., s. Geogr., t. 23, 35 - 47.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA (1982), *Aspecte ale modificării morfologiei albiilor sub influența barajelor,* St. Cercet. G.G.G., s. Geografie, 29, București.

ICHIM I., SURDEANU V. (1972), *Harta alunecărilor de teren din Valea Bistriței în Sectorul dintre Bica și Bicaz,* Lucrările Staț. de Cercet. „Stejarul", Pângărați.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ICHIM I., RĂDOANE MARIA (1986), *Efectele barajelor în dinamica reliefului. Abordare geomorfologică,* Edit. Academiei, Bucureşti.

ICHIM I., RADOANE MARIA (1987), *A multivariate statistical analysis sediment yeld and prediction in Romania,* in F. Ahnert (editor), Geomorphological Models, Catena Supplements, 10.

ICHIM I., MIHAI Gh. (1988), *Geometria formaţiunilor de adâncime şi problema surselor de aluviuni,* Lucrările celui de al II-lea Simpozion „Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

ICHIM I., BĂTUCĂ D., RĂDOANE MARIA, DUMA D. (1989), *Morfologia şi dinamica albiilor de râu,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

ICHIM I., MIHAI Gh., SURDEANU V., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (1990), *Gully erosion in agricultural lands in Romania, in Soil Erosion on Agricultural Land,* eds.Boardman, Foster şi Dearing, J. Willey & Sons.

ICHIM I., RADOANE MARIA, RĂDOANE N. (1992), *Some problems sediment from Romania: Sources, Impact and Delivery Ratio. Case Studies,* 5-th International Symposium on River Sedimentation, Karlsruhe, Germania.

ICHIM I., RADOANE MARIA, RĂDOANE N. (1992), *Eşantionarea depozitelor de albie formate din pietrişuri şi bolovănişuri. Metode şi analiză,* Lucrările celui de al IV-lea Simpozion „Proveniența şi Efluenta Aluviunilor", Piatra Neamț.

ICHIM I., RADOANE MARIA, RĂDOANE N., GRASU C., COCHIOR CRINA (1994), *Bugetul de aluviuni al bazinului râului Olteţ,* vol. Lucr. Ses. Şt. Anuale, Institutul de Geografie, Bucureşti.

ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA,. RĂDOANE, N., CATANĂ, C.(1994), *Sediment balance in the Argeş dranage basin(Vidraru Dam - Oeşti Reservoir),* RR GGG, serie de Geographie, 38, 105 – 110.

ICHIM I., RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA (1996), *Procese geomorfologice cu interval de recurență mare în arealul munților flișului. Exemplificări din județul Neamț,* St. Cercet. Muz. De Şt. Nat., Piatra Neamț, VIII, Piatra Neamț.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., MICLĂUŞ CRINA, GRASU C. (1996), *Sediment budget of the Putna drainage basin (Vrancea),* Rev. Roum. Geographie, 40.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (1997), *Probleme ale cunoaşterii sistemului aluviunilor din România,* În vol. „Măsuri Non-structurale în Gospodărirea apelor" (serie coordonată de R. Drobot, J.P. Carbonnel), Tempus, H.G.A., Bucureşti.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., GRASU C., MICLĂUŞ CRINA (1998), *Dinamica sedimentelor. Aplicații la râul Putna-Vrancea,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, DUMITRIU D. (2001), *Geomorfologie*, vol.I, Ed. Universității Suceava.

BCU "STEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

IELENICZ M. (1970), *Alunecările de teren din țara noastră,* Terra, an II (XXII), nr. 1, București.

IONIȚĂ I. (1986), *O consecință a perturbării tranzitului de aluviuni,* Lucr. Primului Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

IONIȚĂ I. (2000a), *Formarea și evoluția ravenelor din Podișul Bârladului,* Edit. Carson, Iași.

IONIȚĂ I. (2000b), *Geomorfologie aplicată,* Editura Universității "Al.I.Cuza" Iași, 230 p.

IONIȚĂ I., OUATU O. (1985), *Contribuții la studiul eroziunii solurilor din Colinele Tutovei,* Cercet. Agron. În Moldova, XIII.

IRIMUȘ I.A., VESCAN I., MAN T. (2005), *Tehnici de cartografiere, monitoring și analiză GIS,* Editura Casa Cărții de Știință, Cluj Napoca.

IRIMUȘ I.A. (2006), *Hazarde și riscuri asociate proceselor geomorfologice în aria cutelor diapire din Depresiunea Transilvaniei,* Editura Casa Cărții de Știință, Cluj Napoca.

IULIAN C. (1988), *Utilitatea dirijării unor aluviuni spre litoralul românesc,* Lucr. celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

IULIAN C. (1990), *Intensificarea agresiunii Mării Negre asupra litoralului românesc,* Lucr. celui de al III-lea Simpozion „Proveniența și fluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

JAMES A. (1999), *Time and the persistence of alluvium: River engineering, fluvial geomorphology, and mining Sediment in California,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

JETTEN V., MORTLOCK-FAVIS D. (2006), *Modeling Soil Erosion in Europe, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

JOHNSON A.C., WILCOCK P. (2002), *Association between cedar decline and hillslope stability in mountainous regions of southeast Alaska,* Geomorphology, 46, 129-142.

JOSAN N. (2002), *Sisteme globale de mediu,* Editura Universității Oradea.

JURACEK K. (2001), *Channel bed elevation changes downstream from Large Reservoirs in Kansas,* U.S. Geological Survey Prof. Paper 1286, Report 01-4205.

KASAI M., BRIERLEY G.J., PAGE M.J., MARUTANI T., TRUSTRUM N.A. (2005), *Impact of land use change on patterns of sediment flux in Weraamaia catchment, New Zealand,* Catena, 64, 27-60.

KELLER E.A., MELHORN W.N. (1978). *Rhytmic spacing and origin of pools and riffles*. Geol. Soc. Of Amer. Bull., 89, 723 – 730.

KELSEY M.H. (1982), *Hillslope Evolution and Sediment Movement in a Forested Headwater Basin, Van Duzen River, North Coastal California, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, General Technical Report PNW-141,* United States, Dept. of Agriculture.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

KIENHOLZ H. (1978), *Maps of Geomorphology and Natural Hazards of Grindelwald, Switzerland, Scale 1:10 000.* Arctic and Alpine Research, 10.

KIRKBY M. (2006), *Impacts of Environmental changes on Soil Erosion Across Europe, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

KITTREDGE J. (1967), *Forest Influences.*New York:McGraw-Hill Book Co.

KLEIN D. R. (1984), *Channel adjustments folowing logging road removal in Small Stepland Drainages,* , Symposium on the Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, 7-11 May 1984, Univ. of Hawaii, Honolulu.

KLIMASZEWSKI M. (1965), *The detalied hydrographical map of Poland.* Przeglad Geograficzny 28, supplement. Polish Academy of Sciences, Institute of Geography, 41- 47.

KLIMASZEWSKI M. (1982), *Detalied geomorphological maps,* ITC Journal 1982-3, 265 – 271.

KLIMASZEWSKI M. (1990), *Thirty years of geomorphological mapping,* Geographia Polonica, 58, 11-18.

KNIGHTON D.A. (1982), *Asymmetry of River Channel cross sections: Post II. Mode of development and local variation, Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 7, John Wiley & Sons, Ltd.

KNIGHTON A.D. (1988), *The impact of the Parangana Dam on the River Mersey, Tasmania*, Geomorphology, 1.

KNIGHTON A.D.(1989). *River adjustment to changes in sediment load: the effects of tin mining on the Ringrooma River, Tasmania, 1875 – 1984.* Earth Surface Processes and Landforms 14: 333 – 359.

KNIGHTON A.D. (1999), *The gravel-sand transition in a disturbed catchment,* Geomorphology, 27, 325 – 341.

KURUPPUARACHCHI Y., WYRWOLL K.H. (1992), *The role of vegetation clearing in the mass failure of hillslopes: Moresby Ranges, Western Australia,* Catena, 19, 193-208.

LAL R. (1988), *Erodability and erosivity, Soil Erosion Research Methods,* Editor R. Lal, Soil Land Water Conservation Society, Iowa.

LANE E.W. (1937), *Stable channels in erodible materials.* Transactions of the American Society of Civil Engineers, 229, 259 – 292.

LANE E.W., CARLSON E.J. (1954), *Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediments,* Trans. Amer. Geophys. Union, 35.

LANG A., BORK R. H. (2006), *Past Soil Erosion in Europe, in Soil Erosion in Europe* (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

LANGBEIN W.B., LEOPOLD L.B. (1966), *River meanders and theory of minimum variance,* in G.H. Dury editor, Rivers in River Terraces Mac Millan.

LAZĂR D.P. (1988), *Considerații privind posibilitatea realizării unor construcții hidroenergetice maritime capabile să influențeze tranzitul de*

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

aluviuni, Lucr. celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

LAZĂR D.P. (1990), *Considerații privind impactul structurilor antropice asupra țărmului românesc al Mării Negre,* Lucr. celui de al III-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

LAZĂR D.P. (1995), *Contribuții la hidraulica disipării și captării energiei valurilor mici cu aplicație la protecția litoralului românesc al Mării Negre,* Rezumatul tezei de doctorat, Univ. Tehnică de Construcții, București.

LE BISSONNAIS Y., CERDAN O., LEONARD J., DAROUSSIN J. (2006), *Pan-European Soil Erodability Assessement, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

LEOPOLD L.B., MADDOCK T. (1953), *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications,* U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 242.

LEOPOLD L.B., WOLMAN (1957), *River Channel Patterns - Braided, Meandering and Straight,* United States Geological Survey, Professional Paper 282B.

LESPEZ L. (2003), *Geomorphic responses to long-term land use in eastern Macedonia (Greece),* Catena, 51. 181-208.

LEU N.I., OTLĂCAN LUCIA (1988), *Urmărirea fotogrametrică a terenurilor alunecătoare în vederea determinării aportului de aluviuni în albiile de râu,* Lucr. celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

LIEBAULT F., PIEGAY H. (2003), *Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of Southeastern France,* Geomorphology, 27.

LINC RIBANA, NISTOR ȘT. (2000), *Forme ale reliefului antropic în perimetrul minier Budoi (jud. Bihor),* Revista de geomorfologie nr. 2, Asociația geomorf. Din România, București.

LUPAȘCU GH. (1996), *Depresiunea Cracău-Bistrița. Studiu pedogeografic,* Edit. Carson, Iași.

MAC I. (1986a), *Elemente de geomorfologie dinamică,* Edit. Academiei, București.

MAC I. (1986b), *Folosirea unităților micro-scalare în cartografierea geomorfologică specială,* Lucr. Simpoz. "Proveniența și efluența aluviunilor", 5 – 6 XI, 1986, Piatra Neamț.

MAC I. (2000), *Organizarea teritorială a învelișului terestru superior,* Terra, XXX (L), nr. 2, București.

MAC I., BOSTACA D. (1986), *Cercetări geomorfologice în sprijinul descoperirii de substanțe minerale utile cu exemplificări din România; Probleme de geografie aplicată,* Cluj-Napoca.

MAC I., IRIMUȘ A. (1991), *Zone susceptibile fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Apahida-Câmpia Turzii,* Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geographia, 1.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MADEJ A.M. (1982), *Sediment Transport and Channel Changes in an Aggrading Stream in the Puget Lowland, Washington, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW-141, United States, Dept. of Agriculture.

MARTINIUC C. (1954a), *Geomorfologia tipurilor de pante din regiunea Bârladului (Situația degradărilor de teren),* D.S. Com. Geol. (1950-1951), vol. 38, București.

MARTINIUC C. (1954b), *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren,* Probleme de Geografie, vol. I, București.

MARTINIUC C. (1971), *Legenda hărților geomorfologice detaliate,* Anal. Șt. Univ. „Al.I.Cuza" Iași, s. Geografie, 1970-1971, 17, s. II, 69-77.

MARTINIUC, C., BACAUANU, V. (1964), *Problemes de geomorphologie appliquee dans la systematisation des villes en Moldavie,* RR GGG, serie de Geographie, 8.

MARTINIUC C., BOJOI I., GRASU C., ICHIM I., APOPEI V., SURDEANU V. (1971), *Caracterizarea condițiilor geohidromorfologice care influențează stabilitatea versanților lacului Izvoru Muntelui,*Lucr. Stațiunii de Cercetări „Stejarul" Pângărați, IV.

MAQUAIRE O., MALET-PHILIPPE J. (2006), *Shallow Landsliding,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

MEADE R. H. (1982), *Sources, sinks, and storage of river sediment in the Atlantic drainage of the United States.* J. Geol. 90:235 –252.

MEASNICOV M. (1975), *Îmbunătățiri funciare,* Edit. Did. Și Pedagogică, București

MICLĂUȘ CRINA, RĂDOANE MARIA, ICHIM I., RĂDOANE N., GRASU C. (1996 - 1997), *Analiza geostatistică a faciesului actual al albiei râului Moldova,* Anal. Șt. Univ. "Al. I. Cuza" Iași, Geologie, XLII – XLIII, Iași.

MICLĂUȘ CRINA (2006), *Introducere în sedimentologia silicoclastică,* Editura Junimea, Iași.

MIHAI B.A. (2005), *Munții Timișului (Carpații Curburii). Potențial geomorfologic și amenajarea spațiului montan,* Editura Universității din București, 409 p.

MIHAIU GH. (1985), *Efectele lucrărilor de îmbunătățiri funciare în unele bazine hidrografice mici din Subcarpații Buzăului,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătățiri funciare", București.

MIHĂILĂ D., PRISĂCARIU A. (2004), *Câteva considerații asupra dinamicii proceselor geomorfologice actuale pe versantul drept al Văii Prutului între Oroftiana și Rădăuți-Prut,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, secț. Geografie-geologie, anul VI, Suceava.

MIHĂILESCU V. (1939), *Porniturile de teren și clasificarea lor.* Rev. geogr. rom., an II, fasc. II-III, București.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MIHNEA I. (1985, *Amenajarea hidroameliorativă a bazinului hidrografic Călmățui,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătățiri funciare", Bucureşti.

MIHNEA I. (1985), *Modificări geomorfologice în terenurile amenajate pentru irigații şi desecări-drenaj,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătățiri funciare", Bucureşti.

MILLIMAN J.D., BROADUS J.M., GABLE F. (1989), *Environmental and economic impacts of rising sea level and subsiding deltas: the Nile and Bengal examples,* Ambio, 18, 340-345.

MIȚĂ P. (1980), *Contribuții privind influența pădurii asupra scurgerii,* Bul. Inf. ASAS, 8, Bucureşti.

MÎNDRESCU M. (2003), *Accidentul ecologic de la Lacul Novăt (Bazinul Vaserului – Munții Maramureşului),* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, s. Geogr., an XII, Suceava.

MOCIORNIȚĂ C., BIRTU ELENA (1987), *Unele aspecte privind scurgerea de aluviuni în suspensie în R.S. România,* Hidrotehnica vol. 32, nr. 7, Bucureşti.

MOSLEY M.D., TINDALE D.S. (1985), *Sediment variability and bed material sampling in gravel bed rivers,* Earth Surface Process. and Landf., 10.

MOȚOC M. (1963), *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei,* Edit. Agro-Silvică, Bucureşti.

MOȚOC, M. (1984), *Participarea proceselor de eroziune şi a folosințelor terenului la determinarea transportului de aluviuni în suspensie pe râurile din România,* Bul. Inf. al ASAS, nr. 113.

MOȚOC M., MUNTEANU S., BĂLOIU V., STĂNESCU P., MIHAI GH. (1975), *Eroziunea solului şi metodele de combatere,* Edit. „Ceres", Bucureşti.

MOȚOC M., TALOESCU IULIANA, NEGUȚ N. (1979), *Estimarea ritmului de dezvoltare a ravenelor,* Bul. Inf. ASAS, nr. 8.

MUICĂ CRISTINA, ZĂVOIANU I., DUMITRAŞCU MONICA (2000), *Modificarea antropică a peisajului în Munții Apuseni – Efecte pozitive şi negative,* Rev. Geografică, T VI, Bucureşti.

MUNTEANU L.O., RUS R., SURDEANU V. (1998), *Relieful antropic din regiunea minieră Abrud-Roşia Montană,* Studia Universitaria Babeş-Bolyai, Geographia XLIII, 2, Cluj-Napoca.

MUNTEANU S., GAŞPAR R., BĂLOIU V. (1980) *Corectarea torenților şi combaterea eroziunii terenurilor,* În Manualul Inginerului hidrotehnician, vol. II, s. XIV, Edit. Tehnică, Bucureşti.

MUNTEANU S., TRACI C., CLINCIU I., LAZĂR N., UNTARU E. (1991), *Amenajarea bazinelor hidrografice torențiale şi lucrări de amenajare a versanților* (coordonator S.A. Munteanu), Edit. Academiei Române, Bucureşti.

NEGUȚ N., MIHAIU GH., BĂLTEANU D., CĂPLESCU L., BĂLĂNESCU P. (1985), *Studii asupra proceselor de modelare a versanților cu metode*

fotogrametrice în Subcarpații Buzăului, vol. „Cercetări geomorfologice pentru Lucrările de îmbunătățiri funciare", București

NEILL C.R. (1987), *Sediment Balance. Considerations linkings long term transport and channel processes.* Sedim. Transp. In Gravel-bed rivers J. Wiley & Sous., Ltd

NEWMAN W.S., FAIRBRIDGE R.W. (1978), *The management of sea level rise,* Nature, 320, 319-321.

OGUCHI T. (1996), *Relaxation time of geomorphic response to Pleistocene-Holocene climatic change,* Transactions, Japanese Geomorphological Union 17, 309-321.

OLARIU P. (2004), *Șesul Sucevei extracarpatice. Studiu de geomorfologie aplicată,* Edit. Alma Mater, Bacău.

OLARIU P., GHEORGHE DELIA (1999), *The effects of human activity on land erosion and suspended sediment transport in the Siret hydrographic basin,* in *Vegetation, land use and erosion processes* (editat I. Zăvoianu, D. E. Walling, P. Șerban), Institul de Geografie, 40-50, București.

OOST V.K., GOVERS G. (2006), *Tillage Erosion,* in: Soil Erosion in Europe (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

OPREA D., BRÂNDUȘ C., CRISTEA I. (2003), *Procese geomorfologice actuale în bazinul hidrografic al râului Suceava. Studiu de caz – Alunecarea Șandru-Brodina",* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, secț. Geografie, anul XII, Suceava.

OWENS P.N., WALLING D.E. (2002), *Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the river Tweed, Scotland, over the last 100 zeras: the impact of climate and land use change,* Earth Surf. Process.Landforms 27, 403-423.

PANIN N. (1974), *Evoluția Deltei Dunării în timpul Holocenului,* Inst. Geol., St. Tehn. Econ. S.H., geol. Cuat., 5, București.

PANIN N. (1976), *Some aspects of fluvial and marin processes in Danube Delta,* An. Inst. De Geologie, L, București.

PANIN N. (1996), *Danube Delta. Genesis, Evolutions and Sedimentology,* Rev. Geo-Eco-Marină (ed. M. Malița, M.T. Gomeiu & N. Panin), București

PANIN N., POPA A., GAIȚĂ C., FÂRNOAGĂ D., HENRY J.V. (1992), *Dinamica sedimentelor pe brațele Dunării în Deltă. Modificările determinate de amenajările hidrotehnice,* Lucr. celui de al IV-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

PANIZZA M. (1990), *Geomorfologia applicata,* NIS, Roma, 342 p.

PANIZZA M. (1996), *Environmental Geomorphology,* Elsevier, Amsterdam.

PARK C.C. (1978), *Allometric analysis and stream channel morphometry,* Geographical Analysis, X, 3.

PASCU MARIA (1999), *Cercetări privind influența regularizării radicale a albiilor de râuri asupra stabilității unor construcții aferente și a mediului înconjurător – cu referire la bazinul hidrografic al râului Prahova,* Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică „Gh. Asachi", Iași.

BCU IAȘI / REPOSITORY LIBRARY

PATRICHE C.V. (2003), *Evaluarea biofizică şi tehnică a terenurilor agricole*, Edit. „Terra Nostra" Iaşi.

PATRICHE C.V. (2005), *Podişul Central Moldovenesc dintre râurile Vaslui şi Stavnic. Studiu de geografie fizică*, Edit. „Terra Nostra" Iaşi.

PETLEY D.N. (1998), *Geomorphological mapping for hazard assessment in neotectonic terrain*, The Geographical Journal, 164, 2, 183-201.

PETTS G. E., MÖLLER H., ROUX, A. L. (editori) (1989), *Historical Changes of Large Alluvial Rivers in Western Europe*, Wiley, Chichester, London.

PIETRARU JANETA (1982), *Halde pentru depozitarea şlenurilor, cenuşilor, zgurilor, sterilurilor şi deşeurilor menajere*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

PLATAGEA GH., PLATAGEA MARIA (1981), *În problema determinării debitelor maxime de apă generate de ploi torenţiale şi bazine hidrografice mici de pe teritoriul R.S. România*, Rev. Pădurilor, nr. 12, Bucureşti.

PODANI M., ZĂVOIANU I. (1971), *Consideration sur les inondations catastrophiques de Roumanie de l'année 1970*, Rev. Roum. G.G.G., Geogr., 15.

PODANI M., ZĂVOIANU I. (1992), *Cauzele şi efectele inundaţiilor produse în luna iulie 1991 în Moldova*, St. Cercet. Geogr. XXXIX, Bucureşti.

POESEN J., VANWALLEGHEM T., DEVENTE J., KNAPEN A., VERSTAEPEN G., CASASNOVAS-MARTINEZ J. (2006), *Gully Erosion in Europe*, in: Soil Erosion in Europe, (editors: J. Boardman and J. Poesen), John Wiley & Sons, Ltd.

POPA I. (2007), *Managementul riscului la doborâturi produse de vânt*, Editura Tehnică Silvică, Bucureşti.

POPA N. (1999), *Contribuţii la elaborarea unor modele de prognoză a pierderilor de sol şi elemente fertilizante prin eroziune de pe versanţii agricole, cu referire la Podişul Bârladului*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iaşi.

POPESCU GH. (1988), *Aspecte privind colmatarea lacurilor de acumulare Paltinii şi Voila, jud. Prahova*, Lucr. celui de al II-lea Simpozion „Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

POSEA GR., POPESCU N, IELENICZ M. (1974), *Relieful României*, Edit. Şt., Bucureşti.

POSEA GR., VESPREMEANU E. (1985), *Unele experimente asupra alunecărilor mari din România*, în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrările de îmbunătăţiri funciare", Bucureşti.

POSEA GR. (2002), *Geomorfologia României*, Edit. Fundaţiei „România de Mâine", Bucureşti.

POSEA GR., BADEA I. (1980), *România – harta geomorfologică, scara 1: 400 000*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

POSEA GR., CIOACĂ A. (2003), *Cartografierea geomorfologică*, Edit. Fundaţiei „România de Mâine", Bucureşti.

PRICOP A., NICOLAU A., LEU D. (1988), *Studiu privind analiza şi sinteza optimă a unui sistem de control al eroziunii pe terenurile în pantă*, Lucr.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

PUJINĂ D. (1997), *Cercetări asupra unor procese de alunecare de pe terenurile agricole din Podișul Bârladului și contribuții privind tehnica de amenajare a acestora*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iași.

PUJINĂ LILIANA (1998), *Cercetări privind efluența aluvionară de pe terenurile agricole afectate de procese complexe de alunecare din Podișul Bârladului și valorificarea economică complexă a acestora,* Teză de doctorat, Facultatea de Hidrotehnică, Universitatea Tehnică „GH.Asachi" Iași.

PURNAVEL GH. (1999), *Cercetări privind efectul lucrărilor de amenajare a formațiunilor torențiale, aflate în zona de influență excesivă a lacurilor de acumulare, asupra procesului de colmatare a acestora; cu referire la Podișul Central Moldovenesc*, Rez. Tezei de doctorat, Universitatea Tehnică "Gh. Asachi" Iași.

RAMOS-SCHARRON C.E., MACDONALD L.H. (2005), *Measurement and prediction of sediment production from unpaved roads, St.John, US Virgin Islands,* Earth Surface Processes and Landforms, 30, 1283-1304.

RĂDOANE MARIA (2004a), *Dinamica reliefului în zona Lacului Izvoru Muntelui,* Edit. Universității Suceava, Suceava.

RĂDOANE MARIA (2004b), *Cercetări de geomorfologie aplicată pentru cunoașterea modificărilor la nivelul albiilor de râu,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, secț. Geografie, anul XIII, Suceava.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I. (1987), *Problema efluentei aluviunilor condiționată de ordinul rețelei hidrografice,* Hidrotehnica, 32, București.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I., RĂDOANE N., SURDEANU V., GRASU C. (1991), *Relații între forma profilului longitudinal și parametrii depozitelor de albie ale râului Buzău,* Studia Univ. „Babeș-Bolyai" Geographia, 1, Cluj-Napoca.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I., PANDI G. (1991), *Tendințe actuale în dinamica patului albiilor de râu din Carpații Orientali.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geogr., t. 38, 21 – 31.

RĂĐOANE MARIA, ICHIM I., RĂDOANE N., DUMITRESCU GH., URSU C. (1996). *Analiza cantitativă în geografia fizică*, Edit. Universității „Al. I. Cuza", Iași.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., ICHIM I. (1997), *Analiza multierozială a geomorfologiei ravenelor din podișul Moldovei,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, anul VI, Suceava.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., ICHIM I., SURDEANU V.(1999) *Ravenele. Forme, procese, evoluție,* Edit. Presa Universitară Clujeană.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., DUMITRIU D., MICLĂUȘ CRINA (2001a), *Probleme ale transportului de aluviuni în lacuri de interes*

hidroenergetic din România, Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, secţ. Geografie-Geologie, anul VII, Suceava.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N.(2001b), *Eroziunea terenurilor şi transportul de aluviuni în sistemele hidrografice Jijia şi Bârlad,* Revista de Geomorfologie, Bucureşti , vol. 3, 73-86.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (2002), *Dinamica actuală a reliefului României, Premise de abordare,* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, secţ. Geografie, anul XI, Suceava.

RĂDOANE MARIA, ICHIM I., DUMITRIU D. (2002), *Geomorfologie*, vol. I şi II, Editura Universitatii Suceava, 692 p.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N.(2003), *Morfologia albiei râului Bârlad şi variabilitatea depozitelor actuale,* Revista de Geomorfologie, 4-5, 85-97.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., DUMITRIU D. (2003), *Geomorphological evolution of river longitudinal profiles,* Geomorphology, 50, Elsevier, Olanda, 293-306.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N (2004a), *Geomorfologia aplicată în analiza hazardelor naturale,* în Riscuri şi catastrofe, editor V. Sorocovschi, Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca, 57-68.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N (2004b), *Consideraţii asupra rolului geomorfologiei aplicate în planificarea teritoriului*, Revista de Geomorfologie, 6, 33-44.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE, N. (2005a), *Evoluţia actuală a Piemontului Pericarpatic Moldovenesc,* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, secţ. Geografie, anul XIV, Suceava.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (2005b), *Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania*, Geomorphology, vol. 71, Elsevier, Olanda, vol. 217-226.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE, N., DUMITRIU, D., MICLAUS, CRINA (2006), *Bimodality origin of fluvial bed sediments. Study case: East Carpathians Rivers*, Carpth. J. of Earth and Environmental Sciences, Vol. I, No. 2, p. 13 – 38.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., DUMITRIU D., MICLĂUŞ CRINA (2007), *Downstream variation in bed sediment size along the East Carpathians Rivers: evidence of the role of sediment sources,* Earth Surface Landforms and Processes, 32, Marea Britanie.

RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N., DUMITRIU D., CRISTEA I. (2007), *Granulometria depozitelor de albie ale râului Prut între Orofteana şi Galaţi*, Revista de Geomorfologie, 7.

RĂDOANE N. (1982), *Bazinele hidrografice torenţiale surse de aluviuni în colmatarea lacurilor de acumulare,* Lucr. Semin. Geogr. „D. Cantemir", nr.2 (1981), Iaşi.

BCU „ALEXANDRU IOAN CUZA" IAŞI LIBRARY

RĂDOANE N. (1984), *Efectul barajelor antierozionale în evoluția albiilor minore din bazinele hidrografice Pângărați și Oanțu,* Lucr. Semin. Geogr. „D. Cantemir", nr. 4 (1983), Iași.

RĂDOANE N. (1985), *Considerații privind eroziunea pe drumurile forestiere din bazinul hidrografic Pângărați,* Cercet. geomorfologice pentru lucr. de îmbunătățiri funciare, București.

RĂDOANE N. (1995), *Posibilități de abordare a procesului de creep. Studii caz din zona văii Bistriței moldovenești,* Analele Univ. « Stefan cel Mare » Suceava, 41-48.

RĂDOANE N. (1996), *Evaluarea producției de aluviuni în bazinul versant al lacului Stânca-Costești,* St. Cercet. Geogr., T XLII, Edit. Academiei, București.

RĂDOANE N. (2002), *Geomorfologia bazinelor hidrografice mici,* Edit. Universității Suceava, Suceava.

RĂDOANE N. (2003), *Lacul Cuejdel, un nou lac de baraj natural,* Studii ;i cercet[ri de geografie, s. Geografie, t 49-50 .

RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA, ICHIM I., MICLĂUS CRINA (1995), *Influențele mineritului asupra tranzitului de aluviuni pe râul Jiu, amonte de Sadu.* St. cercet. geol., geof., geogr., s. Geografie.

RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA, ICHIM I., GRASU C., MICLĂUȘ CRINA (1997), *Sursele de aluviuni și transportul aluvionar în bazinul hidrografic Bâsca Chiojdului,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, secț. Geografie-Geologie, anul VI, Suceava.

RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA, DUMITRIU D. (1998), *Morfologia și dinamica vârfurilor de ravene,* Lucr. Stațiunii de Cercet. „Stejarul", Piatra Neamț, vol. 10, s. Geografie.

RADOANE N., RADOANE MARIA(2003), *Cercetări geomorfologice pentru evaluarea rolului albiei râului Olteț ca sursă de aluviuni,* Analele Universitatii „Stefan cel Mare" Suceava, X, 27-35.

RĂDOANE N., RĂDOANE MARIA (2004), *Lacurile de baraj din bazinul râului Siret,* Analele Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, secț. Geografie, anul XIII, Suceava.

RADOANE N., RADOANE MARIA, OLARU P., DUMITRIU D. (2007), *Efectele geomorfologice ale inundațiilor din 28-29 iulie 2004 în bazine hidrografice mici din valea Trotușului,* Geografia în contextual dezvoltării durabile, Universitatea "Babeș-Bolyai" Cluj Napoca.

REED J.D. (2002), *Overview: Using Geomorphology at the Coast, Applied Geomorphology:* Theory and Practice, Edited by R.J. Allison, John Wiley & Sons, Ltd.

REID M.L. (1982), *Evaluating and Mapping Sources and Temporary Storage of Sediment, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW-141, United States, Dept. of Agriculture.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

REID M.L. (1982), *The Use of Flow Charts in Sediment Routing Analysis, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW-141, United States, Dept. of Agriculture.

RENSCHLER S.C., HARBOR, J. (2002), *Soil Erosion assessment tools from point to regional scales – the role of geomorphologies in land management research and implementation,* Geomorphology, 47, Elsevier.

RICHARDS K. (1982), *Rivers Form and Process in* Alluvial Channels, Methuen, London.

RINALDI M. (2003), *Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy,* Earth Surface Proc. Landforms, 28.

RITTER D.F.(1986), *Process Geomorphology*, London, Longman.

ROEHL J. E. (1962), *Sediment source area, delivery ratio and influencing morphological factors,* Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ. 59.

ROSE W.C. (1988), *Research progress son soil erosion processes and a basis for soil conservation practices, Soil Erosion Research Methods,* Editor R. Lal, Soil land Water Conservation Society, Iowa.

ROSENFELD L. C. (1999), *Forest engineering implication of storm – induced mass wasting in the Oregon Coast Range, USA,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

ROŞCA DIANA (1986), *Cercetări complexe asupra colmatării lacurilor de acumulare,* Lucr. Primului Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

ROŞCA DIANA, BREIER ADRIADNA (1979), *Unele aspecte ale colmatării lacurilor de acumulare de pe râul Argeş (zona de dealuri),* Bul. Inf. ASAS, nr. 8, Bucureşti.

ROŞCA DIANA, MIŢURCĂ E. (1988), *Lacurile de acumulare, factor de control al producţiei de aluviuni,* Lucr. celui de al II-lea, Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

ROŞCA DIANA, THEODOR S. (1990), *Influența lacurilor de acumulare asupra transportului de aluviuni,* Lucr. celui de al III-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor" Piatra Neamț.

RUSU C., SURDEANU V. (1997), *Alunecările de teren din Masivul Rarău (Carpații Orientali),* vol. „Geografia în contextul dezvoltării contemporane", Cluj-Napoca.

RUYSSCHAERT G., POESEN J., VERSTRAETEN G., GOVERS G. (2006), *Soil Lasses duet o Crap Harvesting in Europe,* in: Soil Erosion in Europe, Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

SAMBROOK SMITH G.H. (1996). *Bimodal fluvial bed sediments: origin, spatial extent and processes*. Progress in Physical Geography, 20: 4, 402 – 417.

SANDU MARIA (2004), *Procesele de ravenare din Podişul Secaşelor,* Revista de Geomorfologie, 6, Bucureşti.

SANDU MARIA, BĂLTEANU D. (coord. şt.)(2006), *Hazardele naturale din Carpaţii şi Subcarpaţii dintre Trotuş şi Teleajen. Studiu geografic,* Academia Română, Inst. de Geografie.

SAVIGEAR R.A.G. (1965), *A technique of morphological mapping,* Annals of the Association of American Geographers, 55, 514-538.

SAVIN C. (1990), *Aspecte privind evolu'ia procesului de colmatare a lacului de acumulare Fântânele-Desnăţui,* Lucr. Celui de al III-lea Simpozion "Proveniența şi efluența aluviunilor", Piatra Neamț.

SĂGEATĂ R. (2000), *Procesele de versant din zona Galaţi-Taluceşti şi consecinţele acestora asupra căii ferate,* Terra, anul XXX)L), nr. 2/2000, Bucureşti.

SCHICK P. A., GRODEK T., WOLMAN G. M. (1999), *Hydrologic processes and geomorphic constraints on urbanization of alluvial fan slopes,* Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

SCHMIDT J., DIKAU R. (2004), *Modelling historical climate variability and slope stability,* Geomorphology, 60, 433-447.

SCHREIBER W.E. (1980), *Harta riscului intervenţiei antropice în peisajul geografic al Munţilor Harghita,* Studii şi Cercetări de Geografie, 27, 1.

SCHROEDER L.W., BROWN W.G. (1984), *Debris torents, precipitation and roads in two coastal Oregon Watersheds, Symposium on effects of forest Land Use on erosion and slope stability 7-11 May 1984,* Honolulu, Hawaii.

SCHULER J., KÄCHELE H., MÜLLER K., HELMING K., ZENDER P. (2006), *Economic Frame for Soil Conservation Policies, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

SCHUMM S.A. (1960), *The shape of alluvial channels in relation to sediment type.* U.S. Geological Survey Prof. Paper 352B, 17 – 30.

SCHUMM S. A. (1974) - *Geomorphic threshold and complex respose of drainage systems.* In: Proc. Fourth Ann. Geomorph. Symp. Marie Morisawa (ed.), State Univ. N.Y., Bingham, London and N.Y. 13901, p. 299-310.

SCHUMM S.A. (1977), *The fluvial System,* John Willey & Sons, London.

SCHUMM S.A. (1985), *Patterns of alluvial rivers.* Annual Review of Earth and Planetary Sciences 13:5–27.

SCHUMM S.A., LICHTY R. W. (1965), *Time, space and causality in geomorphology,* Am J. SCI., 263

SEPPÄLÄ M. (1999), *Geomorphological aspects of road construction in a cold environment,* Finland, Geomorphology, 31, Elsevier, Amsterdam.

SFICLEA V. (1960). *Pietrişurile de Bălăbăneşti şi câteva precizări geomorfologice legate de ele.* Anal. Şt. Univ. "Al.I.Cuza" Iaşi, sect.II, VI, f.2.

SFICLEA V. (1980), *Podişul Covurlui,* În vol. „Cercetări în Geografia României", Edit. Şt. şi Enciclopedică, Bucureşti

SHARPE C.F.S. (1938), *Londslides and related phenomena,* Columbia Univ. Press, New York,

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SHAW J., KELLERHALS R. (1982), *The composition of recent alluvial gravels in Alberta River beds,* Alberta Res. Council Bull, 41.

SCHUSTER R.L., FLEMING R.W. (1986). *Economic losses and fatalities due to landslides*. Bull. Assoc Eng Geol 23:11–28.

SIMONS B. D., LI MING RUH, WARD J. T., SHIAO Y. L. (1982), *Modeling of Water and Sediment Yields from Forested Drainage Basins, Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins,* General Technical Report PNW-141, United States Dept. of Agriculture.

SKEMPTON A.W., DE LORY F.A. (1957), *Stability of natural slopes in London clay*, Proc.3rd Internat. Conf. Soil Mech. Found. Eng., London, 2, 378-381.

SNOW R.S., SLINGERLAND R.L. (1987), *Mathematical modeling of grande driver profiles,* Journal of Geology, 95.

SORIN T., TEACĂ I. (1988), *Aportul albiilor la formarea debitelor solide pe râul Vâlsan,* Lucr. celui de al II-lea Simpozion „Proveniența și Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț.

SPĂTARU A. (1979), *Plajele litoralului şi procesele de eroziune,* Hidrotehnica, vol. 24, 3, Bucureşti.

STIH S.M., KOMAR P.D. (1990), *Differential bedload transport rates in a gravel bed Stream. A grain size distribution approach,* Earth Surface Process. and Landfs., 15.

STOCKING A.M. (1988), *Assessing vegetative cover and management effects, Soil Erosion Research Methods,* Editor R. Lal, Soil Land Water Conservation Society, Iowa.

STRAHLER A. N. (1952), *Dynamic basis of geomorphology,* Geol. Soc. America Bull., 63.

STRAHLER A. N. (1958), *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms,* Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 69.

STRAHLER A.N. (1973), *Geografia fizică,* Edit. Şt., Bucureşti (trad. din lb engleză).

STRAHLER A. N.(1980), *Systems theory in physical geography,* Phys. Geogr., 1.

SUMMERFIELD A.M. (1991), *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms,* Longman.

SURDEANU V. (1980), *Recherches experimentales de terrain sur le glissements,* Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 15.

SURDEANU V. (1982), *Noi metode de studiu ale alunecărilor de teren,* Lucr. Seminarului Geografic „Dimitrie Cantemir", 2, Iaşi.

SURDEANU V. (1986), *Alunecările de teren ca surse de aluviuni,* În vol. „Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț .

SURDEANU V. (1998), *Geografia terenurilor degradate,* Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SURDEANU V., RĂDOANE N., CATANĂ C. (1988), *Alunecarea de teren de la Taşbuga (Carpaţii Orientali),* Lucr. Staţ. De Cercet. „Stejarul", Piatra Neamţ, S. Geologie-Geogr., Piatra Neamţ.

SURDEANU, V., RĂDOANE MARIA, RĂDOANE N. (2003), *Erosion and gullying in Romania,* Extended abstracts, International Conference *Gully erosion in Mountain Areas: Processes, measurement, Modelling and Regionalizationa,* Digne-le-Bains, France, 150-154.

SURIAN N. (1999), *Channel Changes duet o River Regulation: The Case of the Piave River, Italy, Earth Surface Processes and Landforms, 24,* John Wiley & Landforms, 24, John Wiley & Sans, Ltd.

SURIAN N. (2002), *Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes,* Geomorphology, 43, Elsevier.

ŞANDRU I., BOJOI I., SZWIEZWSKI C. (1960), *Schimbări în repartiţia centrelor de populaţie din valea Bistriţei prin formarea lacului de acumulare al hidrocentralei V.I. Lenin,* An. Şt. Univ. Al.I.Cuza, s.IIb, 6, f 4.Iaşi.

ŞELARIU O. (1982), *Aspecte morfologice actuale la litoralul românesc al Mării Negre,* Bul. Soc. Şt. Geogr. din România, Serie nouă, vol. VI (LXXVI), Bucureşti.

TALOESCU IULIANA (1970), *Estimarea influenţei indicatorilor fluviali asupra scurgerii pe versanţi,* An. ICIFP „S. Pedologie" vol. III (XXXVII), Bucureşti.

TANNER W. F. (1971), *The river profile,* Journ. of Geology, 79.

THORNES J. B., BRUNSDEN D. (1977), *Geomorphology and time,* Methuen, London.

TÖVISSI I. (1986), *Contribuţii la problema cercetărilor geomorfologice regionale în vederea proiectării sistemelor economice de exploatare hidroenergetică a râurilor mici de apă.* Probleme de geografie aplicată, Cluj-Napoca.

TRACI C. (1985), *Împădurirea terenurilor degradate,* Edit. „Ceres", Bucureşti

TRACI C., GASPAR R., MUNTEANU S.A. (1981), *Efectul lucrărilor de amenajare a unor bazine hidrografice torenţiale mici.* ICAS, s. II-a, Bucureşti.

TRICART, J. (1962), *L'Epiderme de la Terre, esquisse d'une geomorphologie appliquee,* Masson et Cie, Paris, 167 p.

TRICART, J. (1965), *Principes et Methodes de la Geomorphologie,* Masson & Cie, Paris.

TRIMBLE S. W (1976), *Sedimentation in Coon Creek Valley, Wisconsin, in:* Procedings of the Third Federal Inter-Agency Sedimentation Conference, Water Resources Counc,Washington.

TRIMBLE S. W (1981), *Changes in sediment storage in the Coon Creek Basin, drifless area, Wisconsin D.C. 1853 - 1975,* Science, 214, 181 - 183.

BCU CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

TROFIMOV A.M., PHILLIPS J. (1992), Theoretical and methodological premises of geomorphological forescasting. Geomorphology, 5, 203 – 212.

TUFESCU V. (1959), *Torenţii de noroi în Vrancea,* Com. Acad. R.P.R., nr. 1

TUFESCU V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată,* Edit. Academiei, Bucureşti.

TUFESCU V., MOTOC M. (1969), *La geomorphologie au service de l'amelioration des terrains degrades en Roumanie*, Travaux du Symposium International de Geomorphologie Appliquee, Bucharest, 49 – 54.

UNGUREANU IRINA (1978), *Hărţi geomorfologice,* Edit. Junimea, Iaşi.

UNGUREANU GH. V. (2003), *Studiu dinamicii ţărmului românesc cu faleză la sud de Capul Tuzla în vederea estimării potenţialului de risc,* Raport de cercetare, Revista de Politica a Stiintei si Scientometrie din anul 2005, număr dedicat rapoartelor de cercetare, ISSN 1582-1218.

UNTARU E. (1975), *Combaterea eroziunii torenţiale care afectează fondul forestier al judeţului Vrancea,* Lucr. Col. Nat. de Geomorfologie aplicată şi Cartografiere Geomorfologică, Iaşi.

UNTARU E. (1979), *Contribuţii la prevenirea alunecărilor de teren din bazinele hidrografice ale Milcovului şi Călnăului prin culturi forestiere de protecţie*, Teză de doctorat, ICAS, ASAS, Bucureşti.

UNTARU E., TRACI C. (1985), *Efecte ale amenajării bazinului hidrografic Roşoi-Milcov, Subcarpaţii Vrancei,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătăţiri funciare", Bucureşti.

UNTARU E., TRACI C., CALOIAN GR., ROMAN F. (1986), *Valorificarea prin împădurire a terenurilor excesiv degradate prin eroziune şi alunecări în zona Vrancea,* Terra, nr. 2.

UNTARU E., CALOIAN GR., TRACI C., CIORTUZ I. (1982), *Împădurirea terenurilor alunecătoare şi a ravenelor din Podişul Moldovei, Carpaţii de curbură şi Platforma Cotmeană,* ICAS, s. II, Bucureşti.

UNWIN D. J., DAWSON J. A. (1985), *Computer programming for geographers,* Longman, London.

URDEA P. (200), *Munţii Retezat. Studiu geomorfologic,* Edit. Academiei, Bucureşti.

URIBELARREA D., PEREZ-GONZALES A., BENITO G. (2003), *Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain)over the past 500 years,* Quaternary Science Reviews 22, 2209-2221.

UJVÁRI I. (1972), *Geografia apelor României*, Editura ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti.

UJVÁRI I., PÂRVULESCU DOINA, PÁNDI G. (1986), *Viiturile şi scurgerea maximă a râurilor din Câmpia Transilvaniei.* Probleme de geografie aplicată, Cluj-Napoca.

UJVÁRI I., MAKFALVI Z. (1986), *Sisteme posibile de distribuire centralizată a apei în Podişul Transilvaniei.* Probleme de geografie aplicată, Cluj-Napoca.

Van der Leeuw S, The ARCHAEOMEDES research team (2005), *Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period,* C.R.Geoscience 337, 9-27.

VARNES D.J. (1958), Landslide tzpes and processes, in Eckel E.B. (ed), Special Report 29 – Landslides and Engineering Practice: Washington DC, National Research Council, 232 p.

VASILCU DESPINA (2004), *Favorabilităţi şi factori de risc geomorfologic asupra aşezărilor din sectorul montan al Văii Moldovei cu referire specială la Depresiunea Vama,* Analele Univ. „Ştefan cel Mare" Suceava, secţ. Geografie, anul XIII, Suceava.

VASILCU DESPINA (2004), *Reconversia naturală şi socială a zonei miniere Fundu Moldovei,* Analele Universităţii „Ştefan cel Mare" Suceava, s. Geogr., an XIII, Suceava.

VĂTAU A. (1986), *Eroziunea solului ca sursă de aluviuni în râurile Vâlsan şi Doamnei,* Lucr. celui de al III-lea Simpozion „Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamţ.

VITEK J.D., GIARDINO J.R., FITZGERALD J.W. (1996), *Mapping geomorphology: A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality,* Geomorphology, 16, 233 – 249.

VELCEA VALERIA (1964), *Relieful ca element de bază în cercetările fizico-geografice,* Natura 3, s. Geol.-Geogr., Bucureşti.

VELCEA VALERIA (1973), *Procese geomorfologice actuale din România, vol. „Realizări în geografia României",* Edit. Şt. Bucureşti

VERSTAPPEN H. Th. (1983). *Aplied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development.* Elsevier Science Publishers. 437 p.

VERSTRAETEN G., BAZZOFFI P., LAJCZAK A., RĂDOANE MARIA, REY F., POESEN J., DE VENTE J. (2006), *Reservoir and Pond Sedimentation in Europe, Soil Erosion in Europe,* Editors: J. Boardman and J. Poesen, J. Wiley & Sons, Ltd.

VESPREMEANU E. (1984), *Morphological and morphodynamic aspects of the submarine relief in front of the Danube Delta,* Revue Roum. De Geographie, 33, 65-71.

VESPREMEANU E., VESPREMEANU-STROE A., CONSTANTINESCU Ş. (2004), *Evoluţia ţărmului deltaic danubian în ultimii 40 ani,* Studii şi cercetări de oceanografie costieră, 1, Bucureşti.

VESPREMEANU-STROE A. (2007), *Ţărmul Deltei Dunării.Studiu de geomorfologie,* Editura Universitară, Bucureşti.

VOICULESCU M. (2002), *Studiul potenţialului geoecologic al Masivului Făgăraş şi protecţia mediului înconjurător,* Edit. Mirton, Timişoara.

VLAD R.(1997), *Cercetări asupra impactului produs de vânt şi zăpadă asupra pădurilor de răşinoase din zonele expuse,* Raport anual 1997, Staţiunea Experimentală de Cultura Molidului, Câmpulung Moldovenesc.

WALLING D.E. (1983), *The sediment delivery problem,* Journ. of Hydrology, 65.

WALLING D.E. (1988), *Measuring sediment yield from river basins, Soil Erosion Research Methods,* Editor R. Lal, Soi land Water Conservation Society, Iowa.

WALLING D.E., WEBB B.W.(1983), *Erosion and sediment yield: a global overview*, IAHS Publication 236, 3-19.

WILLIAMS G.P., WOLMAN M.G. (1984), *Downstream effects of dams on alluvial rivers*, U.S. Geological Survey Prof. Paper 1286.

WISHMEIER W.H., SMITH D.D. (1978), *Predicting Rainfall Erosion Losses,* Agriculture Handbook, 53, USDA, Washington DC.

WOLMAN M.G., MILLER W.P. (1960), *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*. Journal of Geology, 68: 54-74.

YALIN M.S., (1971), *On the formation of dunes and meanders*. Proceedings of the 14th International Congress of the Hydraulic Research Association, Paris, 3, C 13, 1 – 8.

YOUNG R.A. (1980), *Caracteristics of eroded sediments,* Trans. Amer. Soc. Agric. Engrs., 19.

ZACHAR D. (1982), *Soil Erosion,* Elsevier, Amsterdam.

ZARUBA Q., MENCL V. (1974), *Alunecări de teren şi stabilizarea lor,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

ZĂVOIANU I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice,* Edit. Academiei, Bucureşti

ZĂVOIANU I. (1985a), *Morphometry of drainage basin,* Elsevier, Amsterdam.

ZĂVOIANU I. (1985b), *Scurgerea de aluviuni pe râurile mici din Subcarpaţii Buzăului,* în vol. „Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătăţiri funciare", Bucureşti.

ZĂVOIANU I., DRAGOMIRESCU Ş. (1994), *Asupra terminologiei folosite în studiul fenomenelor naturale extreme*, Studii şi Cercetări de Geografie, 41.

ZHANG L., DAWES W.R., WALKER G.R. (2001), *Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale,* Water Resources Research 37, 3, 701-708.

***(1963), *Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică* (sub redacţia C. Diaconu şi I. Nichiforov) C.S.A. şi I.C.O. Bucureşti.

***(1968), *Enciclopedy of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation. London.

***(1969), *Geografia Văii Dunării româneşti,* Edit. Academiei, Bucureşti

*** (1971), *Râurile României. Monografie hidrologică,* I.M.H., Bucureşti

***(1984), *Accidente de baraje*, ISPH, Bucureşti.

***(1985), *Cercetări geomorfologice pentru lucrări de îmbunătăţiri funciare,* (editori D. Bălteanu, Ş. Dragomirescu, C. Muică), Universitatea Bucureşti, Institutul de Geografie, 298 p.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***(2000), *Dams in Romania* (2000), Romanian National Commitee on Large Dams, Bucharest.
***(2000), Review of Agricultural Policies, Romania, OECD, 2000, Bucharest.
***(2007), *Managementul şi securitatea ecologică a resurselor naturale din bazinul hidrografic de graniță al Prutului*" Proiect CEEX, Bucureşti (www.maresep.ro).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipografia **ROF** SA Suceava
str. Mărăşeşti 7A
tel.: 0230 532.299; 523.476
fax: 0230 520.237
mobil: 0745 585.954

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

20 lei

DE ACEIAŞI AUTORI:

- **ICHIM, I., MARIA RĂDOANE (1986),** ***Efectul barajelor în dinamica reliefului.*** **Editura Academiei, Bucureşti**
- **ICHIM, I., D. BĂTUCĂ, MARIA RĂDOANE, D. DUMA (1989),** ***Morfologia şi dinamica albiilor de râu.*** **Editura Tehnică, Bucureşti**
- **MARIA RĂDOANE, I. ICHIM, N. RĂDOANE, GH. DUMITRESCU, C. URSU (1995),** ***Analiza cantitativă în geografia fizică.*** **Editura Universităţii "Al. I. Cuza" Iaşi.**
- **ICHIM, I., MARIA RĂDOANE, N. RĂDOANE, C. GRASU, CRINA MICLAUŞ (1998),** ***Dinamica sedimentelor. Aplicaţie la râul Putna.*** **Editura Tehnică, Bucureşti**
- **MARIA RĂDOANE, N. RĂDOANE, I. ICHIM, V. SURDEANU (1999),** ***Ravenele. Forme, procese şi evoluţie.*** **Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca**
- **ICHIM, I. MARIA RĂDOANE, D. DUMITRIU (2000),** ***Geomorfologie,*** **vol. I. Editura Universităţii Suceava**
- **ICHIM, I., MARIA RĂDOANE, D. DUMITRIU (2002),** ***Geomorfologie,*** **vol. II. Editura Universităţii Suceava**
- **N. RĂDOANE (2002),** ***Geomorfologia bazinelor hidrografice mici.*** **Editura Universităţii Suceava**
- **N. RĂDOANE (2002),** ***Geografia fizică a României.*** **Editura Universităţii Suceava**
- **MARIA RĂDOANE (2004),** ***Dinamica reliefului în zona Lacului Izvoru Muntelui.*** **Editura Universităţii Suceava**

I.S.B.N. 978-973-666-261-4

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY